



**Martha Noélia Lima**

**Caracterização litogeoquímica do granito  
Banabuiú e seu encaixante (Brasil)**



**Martha Noélia Lima**

**Caracterização litogeoquímica do granito  
Banabuiú e seu encaixante (Brasil)**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geoquímica, realizada sob a orientação científica da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA) e do Doutor José de Araújo Nogueira Neto, Professor Associado I do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC – Brasil).

“Este trabalho teve apoio no âmbito do Programa Alþan, um Programa de bolsas de alto nível da União Europeia para América Latina, bolsa nº E07M402101BR”.

Aos meus queridos pais...  
Que me ensinaram a  
Lutar sempre  
Vencer talvez  
Desistir Jamais!

## **o júri**

Presidente

Professor Doutor Eduardo Anselmo Ferreira da Silva  
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Professora Doutora Patricia Sofia Martins Moita  
Professora Auxiliar da Universidade de Évora

Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo  
Professora Auxiliar da Universidade de Aveiro

Professor Doutor José de Araújo Nogueira Neto  
Professor Associado I da Universidade Federal do Ceará



## agradecimentos

Agradeço ao Programa Alþan, pelo subsídio de uma bolsa de mestrado, a qual foi financiada pela Comunidade Européia e pelo Grupo Santander. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) – Brasil, através do projeto "Período de Alojamento e Relações Petrogenéticas entre Pegmatitos e Rochas Encaixantes da Região de Banabuiú-Solonópole (Ce), Sub-Província Pegmatítica do Ceará" (Processo nº 478313/2006-3) pelo apoio dado as atividades de campo e financiamento de algumas das análises isotópicas desenvolvidas no presente trabalho. Quero manifestar a minha eterna gratidão aos meus "pais geológicos" que são: Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo e Professor Doutor José de Araújo Nogueira Neto, por terem me ajudado a dar os primeiros passos desta longa caminhada, pelos seus valiosos ensinamentos oferecidos, disponibilidade, atenção, incentivo e paciência, pelo que serei sempre grata! À Professora Doutora Beatriz Valle Aguado pelo esclarecimentos de alguns "emígmás" no decorrer deste trabalho. Um agradecimento em especial a Mafalda Costa e Ana Antunes pela amizade, disponibilidade e encorajamento, o meu muitíssimo obrigada! Ao Professor Andrés Cuesta do Departamento de Geologia da Universidade de Oviedo-Espanha pelo auxílio durante a fase de separação de monazitas e zircões. Ao Engenheiro Machado Leite do INETI, agradeço a autorização na utilização da microsonda e à Engenheira Fernanda Guimarães pela ajuda na utilização deste instrumento. Ao Professor Doutor Silvio Vlach do Departamento de Mineralogia e Geotectónica da Universidade de São Paulo-Brasil, pela oportunidade de realização de análises na microsonda eletrónica, e ao técnico Marcos Mansueto pela ajuda na sua utilização. Ao Professor Doutor Umberto Cordani, responsável pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo-Brasil, pela realização das análises isotópicas de K-Ar de moscovites. À todos os docentes e funcionários do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro que contribuíram para a realização deste trabalho, em especial ao Sr. Graça pela estimável ajuda durante o processo de preparação física das amostras de rochas, à D. Manuela pela confecção de lâminas polidas e a D. Graça Marques pela confecção das impressões desta tese. Quero agradecer também a Engenheira Sara Ribeiro do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro pelo auxílio durante a obtenção dos dados de geologia isotópica e pelas explicações dos procedimentos e conceitos a respeito a esta técnica. Quero agradecer também aos colegas e amigos de pós-graduação: Paulo, Luís, Sofia, Mariana, Marina, César, Ronaldo e Regla, obrigada pelas conversas, ajuda, companheirismo e por terem tornado a minha estadia aqui em Aveiro mais alegre e agradável. Nosso sincero agradecimento ao Sr. Firmino, D. Nazaré, Neto e família por serem tão acolhedores e receptivos connosco quando das idas a "Doce Banabuiú". Agradeço também à Gabi e ao Ismael pela preciosa ajuda em campo. Não poderia esquecer JAMAIS de agradecer aos meus pais pela simplicidade, apoio, incentivo, carinho e dedicação, por terem feito de mim a pessoa que sou hoje, minha eterna gratidão! Ao Zeca por sempre estar presente em todas as fases de minha vida, pelo companheirismo, dedicação, carinho, amor e apoio mesmo com este mar de distância que nos separa. Por tudo que deixei para atrás para a realização deste sonho quero agradecer também aos meus amigos e familiares que ficaram no Brasil, a saudade é imensa! À Deus, por todas as coisas que tem acontecido comigo desde boas as más, por tudo isto não tenho coragem de pedir mais nada e sim só de agradecer!

## palavras-chave

Orogenia Brasileira, Migmatitos do DCC, Granitos e Petrogênese.

## resumo

A região de Banabuiú localiza-se no Domínio Ceará Central (DCC) junto ao limite do Domínio Orós Jaguaribe (DOJ) sendo limitado deste pela Zona de Cisalhamento Orós (ZCO) com orientação N-S. As unidades litológicas presentes na área são: Complexo Gnáissico Migmatítico do DCC - Paleoproterozóico, a faixa metavulcanossedimentar do DOJ - Paleo/Mesoproterozóico, o granito Banabuiú - Neoproterozóico, os pegmatíticos - Proterozóico/Fanerozóico, e por último, as coberturas eluvionares/aluvionares do Cenozóico. A última orogenia importante que afectou a área foi a orogenia Brasileira que encerrou por volta dos 600-550Ma à qual está associada a instalação de um maciço granítico sin colisional (granito de Banabuiú) e numerosos filões pegmatitos e aplogranitos. Este evento orogénico foi também responsável pela migmatização das sequências sedimentares do DCC. Com base nos dados de campo, pode dizer-se que o DCC foi afectado por, pelo menos, duas fases de deformação: uma que originou o bandado migmatítico e a outra, posterior que o dobrou. O clímax do metamorfismo regional e as condições para o início da fusão parcial deverão ter sido atingidos durante a primeira fase com provável prolongamento durante a segunda fase. A grande heterogeneidade dos gnaisses do DCC, permitiu subdividi-los em três grupos: melanocráticos, mesocráticos e leucocráticos. Estudos geoquímicos de rocha total e química mineral realizados nos gnaisses mesocráticos e leucocráticos do DCC, no granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito da região sugerem que estas rochas estão geneticamente relacionadas e resultaram da fusão parcial de fontes metassedimentares múltiplas (metapelitos e metagrauvaques). Dados isotópicos ( $\epsilon\text{Nd}_i$ ) mostram que as rochas da região de Banabuiú apresentam valores fortemente negativos de  $\epsilon\text{Nd}_i$ , sugerindo uma origem a partir de fontes crustais com longos tempo de residência. A maioria dos gnaisses apresentam valores de idades modelo ( $T_{DM}$ ) compreendidas entre 2.00 e 2.70 Ga. As idades modelo do granito de Banabuiú caem no mesmo intervalo entre 2.43 e 2.59 Ga, confirmando que este granito foi gerado por anatexia crustal de materiais metassedimentares paleoproterozóicos, semelhantes aos encontrados no DCC.

**keywords**

Brasilian Orogeny, DCC Migmatites, Granites and Petrogenesis.

**abstract**

The Banabuiú region is located in the Central Ceará Domain (DCC) next to the N-S Orós Shear Zone (OSZ), which sets the limit of this domain with the Orós-Jaguaribe Domain (OJD). The main units in the area are: the DCC migmatitic gneisses - Paleoproterozoic, the Orós Metavulcanosedimentary Belt - Paleoproterozoic, the Banabuiú granite - Neoproterozoic, the pegmatites - Proterozoic/Phanerozoic, and finally, the Cenozoic eluvial/alluvial cover. The last important orogeny that affected the area was the Brazilian Orogeny that ended at around 600-550 Ma, with which is associated the emplacement of the syn-collisional Banabuiú granite massif, and a number of pegmatites and haplogranite veins. This orogenic event was also responsible for the migmatization of the DCC metasedimentary sequence. Based on field data, it is possible to conclude that the DCC was affected by, at least, two phases of deformation: one that produced the migmatite layering and a later one that folded it. The climax of regional metamorphism and the partial melting conditions have been achieved during the first deformation phase and probably continued through the second phase. The large textural and mineralogical heterogeneity of the DCC gneisses allowed to divide them into three groups: melanocratic, mesocratic and leucocratic diatexites. Whole rock geochemistry and chemical mineral data for the mesocratic and leucocratic DCC gneisses and for the Banabuiú granite, pegmatites and haplogranite of the region suggest that these rocks are genetically related and were generated by partial melting of metasedimentary multiple sources (metapelites and metagreywackes).  $\epsilon\text{Nd}_i$  isotopic data show that the rocks from Banabuiú region have strong negative  $\epsilon\text{Nd}_i$  values suggesting an origin from crustal sources with long residence times. The majority of the gneisses show  $T_{\text{DM}}$  model ages between 2.00 and 2.70 Ga. The  $T_{\text{DM}}$  model ages for the Banabuiú granite fall within the same range (2.43 and 2.59 Ga), confirming that this granite was generated by partial melting of paleoproterozoic metasediments, similar to those found in DCC.

# ÍNDICE GERAL

<b>CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO</b>	01
I.1. OBJECTIVOS DO TRABALHO.....	02
I.2. ESTRUTURA DO TRABALHO.....	03
<b>CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO</b>	05
II.1. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E ADMINISTRATIVO.....	05
II.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA.....	06
II.3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO GERAL.....	07
II.3.1. AS PRINCIPAIS UNIDADES GEOLÓGICAS DO CONTINENTE SUL-AMERICANO..	07
II.3.2. A PLATAFORMA ESTÁVEL SUL-AMERICANA.....	08
II.3.3. O ESCUDO ATLÂNTICO.....	10
II.3.4. A PROVÍNCIA BORBOREMA - SECTOR SETENTRIONAL.....	11
II.3.5. OS PEGMATITOS DO ESTADO DO CEARÁ.....	17
<b>CAPÍTULO III: GEOLOGIA DA REGIÃO DE BANABUIÚ</b>	23
III.1. COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO DO DCC.....	23
III.2. ROCHAS METASSEDIMENTARES DO DCC.....	37
III.3. GRANITO BANABUIÚ (GB).....	38
III.4. PEGMATITOS.....	39
III.5. DOMÍNIO ORÓS-JAGUARIBE (DOJ).....	40
III.6. COBERTURA CENOZÓICA.....	47
<b>CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA</b>	49
IV.1. COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO DO DCC.....	49
IV.2. CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA DOS DIATEXITOS DO DCC.....	60
IV.3. METASSEDIMENTOS DO DCC.....	62
IV.3.1. ROCHAS SILICICLÁSTICAS.....	62
IV.3.2. ROCHAS CALCO-SILICATADAS.....	65
IV.4. GRANITO BANABUIÚ (GB).....	65
IV.5. CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA DO GRANITO BANABUIÚ (GB).....	69
IV.6. DOMÍNIO ORÓS-JAGUARIBE (DOJ).....	69
IV.6.1. METAPELITOS DA FAIXA ORÓS.....	69
IV.6.2. QUARTZITOS.....	71

<b>CAPÍTULO V: MÉTODOS ANALÍTICOS</b>	73
V.1. PREPARAÇÃO FÍSICA DAS AMOSTRAS.....	73
V.2. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	73
V.3. PREPARAÇÃO DE LAMINAS DELGADAS POLIDAS.....	74
V.4. MICROSSONDA ELETRÓNICA.....	74
V.5. ANÁLISES ISOTÓPICAS RB-SR E SM-ND POR TIMS.....	74
V.5.1. PREPARAÇÃO QUÍMICA DAS AMOSTRAS .....	75
V.5.2. ESPECTRÓMETRO DE MASSA DE IONIZAÇÃO TÉRMICA.....	77
V.6. DATAÇÃO K-Ar.....	78
V.7. SEPARAÇÃO DE MONAZITAS E ZIRCÕES.....	79
 <b>CAPÍTULO VI: QUÍMICA MINERAL</b>	 81
VI.1. FELDSPATOS.....	81
VI.2. BIOTITES.....	83
VI.3. MOSCOVITES.....	89
VI.4. TURMALINAS.....	91
VI.5. GRANADAS.....	93
VI.6. CLORITES.....	96
 <b>CAPÍTULO VII: GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL</b>	 99
VII.1. PROVENIÊNCIAS DAS ROCHAS DO DCC.....	99
VII.2. CLASSIFICAÇÕES QUÍMICO-MINERALÓGICAS.....	102
VII.3. CLASSIFICAÇÕES QUÍMICAS.....	108
VII.4. DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÓNICA.....	112
VII.5. DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO QUÍMICA.....	114
VII.5.1. ELEMENTOS MAIORES.....	144
VII.5.2. ELEMENTOS TRAÇO.....	119
VII.6. DIAGRAMAS DE TERRAS RARAS.....	125
VII.7. DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES.....	133
 <b>CAPÍTULO VIII: GEOLOGIA ISOTÓPICA</b>	 137
VIII.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	137
VIII.2. O SISTEMA RUBÍDIO-ESTRÔNCIO (Rb/Sr).....	139
VIII.3. O SISTEMA SAMÁRIO – NEODÍMIO (Sm/Nd).....	140
VIII.4. FACTOR DE FRACCIONAMENTO E NOTAÇÃO EPSILON.....	141

VIII.5. IDADES MODELO.....	143
VIII.6. SISTEMA POTÁSSIO-ÁRGON.....	144
VIII.7. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	145
VIII.7.1. DATAÇÕES PELO MÉTODO Rb-Sr.....	145
VIII.7.2. DATAÇÕES PELO MÉTODO K-Ar.....	147
VIII.7.3. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd.....	148
VIII.7.4. IDADES MODELO.....	151
 CAPÍTULO IX: CONCLUSÕES.....	 155
 CAPÍTULO X: REFEFÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 161
 ANEXOS.....	
<i>Anexo 1</i> .....	I
<i>Anexo 2</i> .....	XI
<i>Anexo 3</i> .....	XXI
<i>Anexo 4</i> .....	XXXIII
<i>Anexo 5</i> .....	XLV
<i>Anexo 6</i> .....	XLIX
<i>Anexo 7</i> .....	LIII
<i>Anexo 8</i> .....	LVII
<i>Anexo 9</i> .....	LXIX

## ÍNDICE DE TABELAS

### Capítulo VI

<i>Tabela VI.1 – Variação composicional dos feldspatos nas rochas do DCC (valores máximos e mínimos).....</i>	83
---	----

<i>Tabela VI.12 – Variação composicional das granadas dos diatexitos claros do grupo 1 (Valores máximos e mínimos).....</i>	95
---	----

### Capítulo VII

<i>Tabela VII.1 – Coeficientes de partilha para o Ba, o Rb e o Sr.....</i>	120
--	-----

<i>Tabela VII.2 – Coeficientes de partilha para Th, U e HFSE em líquidos dacítico-riolíticos*.....</i>	123
--	-----

### Capítulo VIII

<i>Tabela VIII.1 –Dados isotópicos K-Ar obtidos em moscovites de pegmatitos.....</i>	147
--	-----

<i>Tabela VIII.2 – Variação dos valores de <math>\epsilon\text{Sr}_{550}</math> e de <math>\epsilon\text{Nd}_{550}</math> nas rochas do DCC (valores máximos e mínimos).....</i>	148
--	-----

## ÍNDICE DE FIGURAS

### Capítulo II

<i>Figura II.1 – Mapa do Brasil mostrando a divisão em regiões e estados (extraído de Barberá &amp; Melamed, 1998).....</i>	05
---	----

<i>Figura II.2 – Localização da área de estudo.....</i>	06
---	----

<i>Figura II.3 – Principais províncias geológicas do continente sul-americano, mostrando a localização da Plataforma Sul-Americana, Bloco da Patagónia e Andes (extraído de Schobbenhaus &amp; Brito Neves, 2003).....</i>	08
--	----

<i>Figura II.4 – Reconstituição do continente Gondwana, mostrando a distribuição dos orógenos brasileiros e dos principais blocos cratónicos envolvidos na colisão há 560 Ma (extraído de Schobbenhaus &amp; Brito Neves, 2003).....</i>	09
--	----

<i>Figura II.5 – Províncias estruturais do Escudo Atlântico (extraído de Delgado et al., 2003).....</i>	11
---	----

<i>Figura II.6 – Mapa geotectónico esquemático da parte ocidental do supercontinente Gondwana no final do ciclo Brasileiro (adaptada de Trompette, 1994).....</i>	12
---	----

Figura II.7 – Domínios tectónicos e principais estruturas da Província Borborema. Zonas de cisalhamento: Sobral-Pedro II (SO), Senador Pompeu (SP), Orós–Aiuaba (OR), Porto Alegre (PO), São Vicente (SV), Piauí–João Câmara (JC), Malta (MA), Serra do Caboclo (SC), Congo–Cruzeiro do Nordeste (CC), Serra da Jabitaca (SJ), Jatobá–Itaíba (JI), Macururé–Riacho Seco (MR), Belo Monte–Jeremoabo (BJ), São Miguel do Aleixo (SA) e Itaporanga (IA); Lineamentos: Patos (PA) e Pernambuco (PE); Nappes da Faixa Riacho do Pontal (RP) (extraído de Delgado et al., 2003)..... 13

Figura II.8 – Domínios geotectónicos da parte setentrional da Província Borborema (PB), segundo Fetter et al. (2000)..... 14

Figura II.9 – Domínios Geotectónicos da parte setentrional da Província Borborema (PB), incluindo o Domínio Orós –Jaguaribe (DOJ) (Arthaud, 2005)..... 14

Figura II.10 – Distribuição dos granitóides brasileiros no Estado do Ceará (extraído de Arthaud et al. 2005)..... 16

Figura II.11 – Mapa de localização das principais ocorrências de pegmatitos do Estado do Ceará (extraído de Souza, 1985)..... 18

### Capítulo III

Figura III.1 – Mapa geológico simplificado da região de Banabuiú..... 25

Figura III.2 – Mapa geológico simplificado da região de Banabuiú mostrando a localização dos pontos de amostragem..... 27

### Capítulo IV

Figura IV.1 – Classificação dos diatexitos do DCC no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979). T- tonalitos; Gd – granodioritos; Tdj – trondjemitos; Gr – granitos..... 61

Figura VI.2 – Projecção dos gnaisses do DCC no diagrama QAP (Le Bas e Streckeisen, 1991). Q – quartzo, A – feldspato alcalino, P – plagioclase. Campos: 1 – quartzolito; 2 – granitóide rico em quartzo; 3 – granito com feldspato alcalino; 4 – sienogranito; 5 – monzogranito; 6 – granodiorito; 7 – tonalito; 8 – quartzo-sienito com feldspato alcalino; 9 – quartzo-sienito; 10 – quartzo-monzonito; 11 – quartzo-monzodiorito / quartzo-monzogabro; 12 – quartzo-diorito/quartzo-gabro; 13 – sienito com feldspato alcalino; 14 – sienito; 15 – monzonito 16 – monzodiorito/monzogabro; 17 – diorito / gabro..... 61

Figura IV.3 – Classificação do granito de Banabuiú no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979). T- tonalitos; Gd – granodioritos; Tdj – trondjemitos; Gr – granitos..... 70

Figura IV.4 – Projecção das amostras do granito de Banabuiú no diagrama QAP (Le Bas e Streckeisen, 1991). Q – quartzo, A – feldspato alcalino, P – plagioclase. Campos: 1 – quartzolito; 2 – granitóide rico em quartzo; 3 – granito com feldspato alcalino; 4 – sienogranito; 5 – monzogranito; 6 – granodiorito; 7 – tonalito; 8 – quartzo-sienito com feldspato alcalino; 9 – quartzo-sienito; 10 – quartzo-monzonito; 11 – quartzo-monzodiorito / quartzo-monzogabro; 12 – quartzo-diorito/quartzo-gabro; 13 – sienito com feldspato alcalino; 14 – sienito; 15 – monzonito 16 – monzodiorito/monzogabro; 17 – diorito / gabro..... 70



## Capítulo V

Figura V.1 – Fluxograma da metodologia usada no ataque ácido das amostras.....	76
Figura V.2 – Modelo esquemático da metodologia usada na cromatografia iónica.....	77
Figura V.3 – Fluxograma da metodologia empregada para a separação de monazites e zircões por meio de separação magnética e líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno).....	80

## Capítulo VI

Figura VI.1 – Projeção da composição dos feldspatos dos gnaisses do DCC no diagrama Ab – An – Or.....	82
Figura VI.2 – Projeção da composição dos feldspatos do granito de Banabuiú no diagrama Ab – An – Or.....	82
Figura VI.3 – Representação da composição das biotites do granito banabuiú e dos diatexitos escuros, intermédios e claros do DCC no diagrama de Foster (1960). Campos: 1 – flogopites; 2 – biotites magnesianas; 3 – biotites ferríferas; 4 – siderofilites.....	85
Figura VI.4 – Projeção das biotites do granito Banabuiú e dos diatexitos (escuros, intermédios e claros) do DCC no diagrama $FeO_{tot} - MgO - Al_2O_3$ , de Nockolds (1947). Campos: 1 – biotite coexistente com moscovite; 2 – biotite não coexistente com outros minerais máficos; 3 – biotite coexistente com anfíbola e piroxena.....	85
Figura VI.5 – Projecção das biotites dos diatexitos escuros, intermédios e claros do DCC e do granito Banabuiú e no diagrama $FeO_{tot} - MgO - Al_2O_3$ , segundo Gokhale (1968). Campos: mg – biotites de rochas magmáticas; mt-ms – biotites de rochas metamórfico-metasomáticas.....	86
Figura VI.6 – Projecção das biotites dos diatexitos escuros, intermédios e claros do DCC e do granito de Banabuiú no diagrama Mg versus Al total, segundo Nachit et al. (1985). Campos: A – rochas de séries alcalinas; B – séries subalcalinas; C – séries calco-alcalinas; D <sub>1</sub> – séries alumino-potássicas com biotite ± moscovite; D <sub>2</sub> – séries alumino potássicas com biotite ± cordierite.....	86
Figura VI.7 – Diagrama da variação mostrando a evolução das composições médias das biotites com o teor em $Fe_2O_3$ tot na rocha hospedeira.....	87
Figura VI.7 (continuação) – Diagramas de variação mostrando a evolução das composições médias das biotites com o teor em $Fe_2O_3$ tot na rocha hospedeira.....	88
Figura VI.8 – Projecção das moscovites do granito de Banabuiú e dos diatexitos escuros, intermédios e claros no diagrama Mg – Ti – Na (Miller et al., 1981). Campos: Mp – moscovite primária; Ms – moscovite secundária.....	90
Figura VI.9 – Projecção das moscovites do granito de Banabuiú e dos diatexitos escuros, intermédios e claros no diagrama $Fe_2O_3$ total – $TiO_2$ – MgO, segundo Monier et al. (1984). Campos: 1 – ilite; 2 – moscovite secundária; 3 – moscovite primária.....	90
Figura VI.10 – Diagramas de variação mostrando a evolução das composições médias das moscovites com o teor em $Fe_2O_3$ tot na rocha hospedeira.....	91

Figura VI.11 – Projecção das turmalinas dos diatexitos escuros do grupo 1 no diagrama X-site vacancy – Ca – Na (+K) (Hawthorne & Henry, 1999).....	92
--	----

Figura VI.12 – Projecção das turmalinas dos diatexitos escuros do grupo 1 no diagrama Mg / (Mg + Fe) vs. X-vacancy / (Na + X-vacancy).....	93
--	----

Figura VI.13 – Projecção das turmalinas no diagrama $Al_{50} Fe_{(total) 50} - Al - Al_{50} Mg_{50}$ (Henry & Guidotti, 1985). Campos: (1) granitóides pegmatíticos e aplitos ricos em lítio; (2) granitóides e seus associados pegmatíticos e aplitos pobres em lítio; (3) rochas quartzo-turmalínicas ricas em ferro (granitos alterados hidrotermalmente); (4) metapelitos e metapsamitos coexistentes com uma fase subsaturada em alumínio; (5) metapelitos e metapsamitos não coexistentes com uma fase saturada em alumínio; (6) rochas quartzo-turmalínicas, calcossilicatadas e metapelitos ricos em ferro; (7) meta-ultramáfica e cromo com baixos conteúdo de cálcio e metassedimentos ricos em vanádio; (8) meta-carbonatos e meta-piroxenitos.....	94
--	----

Figura VI.14 – Projecção das turmalinas no diagrama Fe (total) – Ca – Mg (Henry & Guidotti, 1985). Campos: (1) granitóides, pegmatitos e aplitos, ricos em lítio; (2) granitóides associados a pegmatitos e aplitos pobres em lítio; (3) metapelitos, metapsamitos e calcossilicatadas ricas em cálcio; (4) metapelitos pobres em cálcio, metapsamitos e rochas quartzo-turmalínicas; (5) meta-carbonatos; (6) rochas meta-ultramáficas.....	94
--	----

Figura VI.15 – Projecção da composição das granadas da amostra 110A (diatexitos claro do grupo 1) (a) diagrama Grs – Alm – Prp; (b) diagrama Grs – Spr – Alm.....	96
---	----

Figura VI.16 – Diagramas de classificação de áreas-fonte das granadas segundo Morton (1984). Campos: (a) rochas metamórficas de alto grau; (b) rochas metassedimentares de baixo a médio grau; (c) anfíbolitos e gnaisses máficos; (d) metacarbonatos; (e) granitos, aplitos e pegmatitos.....	96
--	----

Figura VI.17 – Projecção das clorites do granito Banabuiú e dos diatexitos claros do grupo 1 no diagrama de Deer et al. (1962).....	97
---	----

## Capítulo VII

Figura VII.1 – Projecção das rochas do DCC no diagrama $TiO_2$ vs. $SiO_2$ (Tarney, 1977).....	100
--	-----

Figura VII.2 – Projecção das amostras de metatexitos e diatexitos escuros do DCC no diagrama ACF (Miyashiro, 1973).....	101
---	-----

Figura VII.3 – Projecção das amostras de metatexitos e diatexitos escuros do DCC no diagrama de classificação $\log (Fe_2O_3 / K_2O)$ vs. $\log (SiO_2 / Al_2O_3)$ (Herron, 1988).....	101
--	-----

Figura VII.4 – Classificação dos diatexitos claros e intermédios usando os parâmetros $R_1$ - $R_2$ de La Roche et al. (1980). ne s – sienitos nefelínicos; s – sienitos; sq – sienitos quartzicos; sd – sienodioritos; sgab – sienogabros; alk gab – gabros alcalinos; ol gab – gabros olivínicos; gabno – gabronoritos; gab – gabros; d – dioritos; mzd – monzodioritos; mz – monzonitos; to – tonalitos; gd – granodioritos; mzq – monzonitos quartzicos; mzg – monzogranitos; sg – sienogranitos; alk gr – granitos com feldspato alcalino.....	103
---	-----

Figura VII.5 – Classificação do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito usando os parâmetros $R_1$ - $R_2$ de La Roche et al. (1980). ne s – sienitos nefelínicos; s – sienitos; sq – sienitos quartzicos; sd – sienodioritos; sgab – sienogabros; alk gab – gabros	
--	--

alcalinos; ol gab – gabros olivínicos; gabno – gabronoritos; gab – gabros; d – dioritos; mzd – monzodioritos; mz – monzonitos; to – tonalitos; gd – granodioritos; mzg – monzonitos quartzicos; mzg – monzogranitos; sg – sienogranitos; alk gr – granitos com feldspato alcalino.....	104
Figura VII.6 – Projecção das amostras de diatexitos de cor clara e intermédia no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu – moscovite; Bi – biotite; Ho – hornblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina.....	105
Figura VII.7 – Projecção das amostras do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983; 1988). Mu – moscovite; Bi – biotite; Ho – hornblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina.....	106
Figura VII.8 – Projecção das amostras de diatexitos claros e intermédios no diagrama B-K/(Na+K) e B-Q de Debon & Le Fort (1983; 1988).....	107
Figura VII.9 – Projecção das amostras do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama B-K/(Na+K) e B-Q de Debon & Le Fort (1983; 1988).....	107
Figura VII.10 – Diagrama de variação A/CNK vs. SiO <sub>2</sub> (Clarke, 1992) para as amostras de diatexitos claros e intermédios do DCC.....	108
Figura VII.11 – Diagrama de variação A/CNK vs. SiO <sub>2</sub> (Clarke, 1992) para as amostras do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.....	108
Figura VII.12 – Diagrama AFM (Miller, 1985) para as amostras dos diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito. A, F, M correspondem a proporções moleculares, sendo A = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – (CaO+K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O) e CaO representa a quantidade de CaO que resta depois da formação da apatite; F = FeO e M = MgO. Campos: PS – fortemente peraluminoso; PW – fracamente peraluminoso. Mos – moscovite; Cor – cordierite; Gran – granada; Biot – biotite. Assinala-se a sombreado o campo ocupado pelos diatexitos escuros e metatexitos do DCC.....	109
Figura VII.13 – Diagrama FeO/(FeO+MgO) vs. SiO <sub>2</sub> de Frost et al. (2001) para as amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito. O campo marcado a sombreado corresponde ao domínio dos leucogranitos peraluminosos, definido por Frost et al. (2001).....	111
Figura VII.14 – Diagrama. Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO vs SiO <sub>2</sub> de Frost et al. (2001) para as amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito. O campo marcado a sombreado corresponde ao domínio dos leucogranitos peraluminosos, definido por Frost et al. (2001).....	111
Figura VII.15 – Projecção das amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sökkary (1975). Campos I – granitos muito diferenciados, II – granitos normais, III – granitos anómalos, IV – granodioritos, V – quartzodioritos, VI – dioritos.....	112
Figura VII.16 – Projecção das amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama de discriminação tectónica Rb vs. Y+Nb de Pearce et al. (1984).....	113
Figura VII.17 – Projecção das amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama de discriminação tectónica Nb vs. Y de Pearce et al. (1984).....	113
Figura VII.18 – Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras de diatexitos e metatexitos do DCC.....	115

<i>Figura VII.18 (continuação) – Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras de diatexitos e metatexitos do DCC.....</i>	<i>116</i>
<i>Figura VII.19 – Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras do Granito Banabuiú, aplito e pegmatitos.....</i>	<i>118</i>
<i>Figura VII.19 (continuação) – Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras do Granito Banabuiú, aplito e pegmatitos.....</i>	<i>119</i>
<i>Figura VII.20 – Diagramas de variação química de elementos traço para as amostras de diatexitos e metatexitos do DCC.....</i>	<i>121</i>
<i>Figura VII.20 (continuação) – Diagramas de variação química de elementos traço para as amostras de diatexitos e metatexitos do DCC.....</i>	<i>122</i>
<i>Figura VII.21 – Diagramas de variação química de elementos traço para o granito de Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.....</i>	<i>126</i>
<i>Figura VII.21 (continuação) – Diagramas de variação química de elementos traço para o granito de Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.....</i>	<i>127</i>
<i>Figura VII.22 – Diagramas de terras raras para as amostras de metatexitos, diatexitos escuros (grupo 1, 2 e 3) e intermédios (grupo 1 e 2). Valores normalizados para condrito (Evensen et al. 1978). Os perfis de TR do NASC, biotite e moscovite baseiam-se em dados de Taylor &amp; McLennan (1985).....</i>	<i>128</i>
<i>Figura VII.22 (continuação) – Diagramas de terras raras para as amostras de diatexitos claros (grupo 1 e 2). Valores normalizados para condrito (Evensen et al. 1978).....</i>	<i>129</i>
<i>Figura VII.23 – Diagramas de terras raras para as amostras do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito. Valores normalizados para condrito (Evensen et al. 1978).....</i>	<i>132</i>
<i>Figura VII.24 — Diagramas multielementares para as amostras de metatexitos e diatexitos escuros normalizados para valores do manto primitivo (Sun &amp; McDonough, 1989).....</i>	<i>134</i>
<i>Figura VII.24 (continuação) – Diagramas multielementares para as amostras de diatexitos intermédios, diatexitos claros, granito Banabuiú e pegmatitos normalizados para valores do manto primitivo (Sun &amp; McDonough, 1989).....</i>	<i>135</i>
<i>Figura VII.24 (continuação) – Diagramas multielementares para a amostra de aplogranito normalizado para valores do manto primitivo (Sun &amp; McDonough, 1989).....</i>	<i>136</i>
 <b>Capítulo VIII</b>	
<i>Figura VIII.1 – Evolução isotópica de um reservatório condritico uniforme (Chondritic Uniform Reservoir – CHUR) segundo De Paolo (1981a).....</i>	<i>142</i>
<i>Figura VIII.2 – Diagrama isocrónico <math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math> vs <math>^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}</math> para minerais do pegmatito MI189 (albite – feldspato potássico – moscovite).....</i>	<i>146</i>
<i>Figura VIII.3 – Diagrama <math>\epsilon\text{Nd}_{550}</math> vs <math>\epsilon\text{Sr}_{550}</math> para as amostras dos metatexitos, diatexitos, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.....</i>	<i>149</i>

<i>Figura VIII.4 – Diagrama <math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{550}</math> vs <math>\text{SiO}_2</math> para as amostras dos metatexito, diatexitos, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.....</i>	<i>151</i>
<i>Figura VIII.5 – Diagrama <math>\epsilon\text{Nd}</math> vs tempo geológico para as amostras de metatexito (verde) e diatexitos (azul claro e azul escuro).....</i>	<i>152</i>
<i>Figura VIII.6 – Diagrama <math>\epsilon\text{Nd}</math> vs tempo geológico para as amostras do granito Banabuiú (vermelho), pegmatitos (róseo) e aplogranito (roxo).....</i>	<i>152</i>

## ÍNDICE DE ESTAMPAS

### Capítulo III

<i>Est. I – Complexo Gnáissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>29</i>
<i>Est. II – Complexo Gnáissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>31</i>
<i>Est. III – Complexo Gnáissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>33</i>
<i>Est. IV – Complexo Gnáissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>35</i>
<i>Est. V – Diatexitos e Metatexitos do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>41</i>
<i>Est. VI – Granito Banabuiú (GB).....</i>	<i>43</i>
<i>Est. VII – Pegmatitos e Metassedimentos do Domínio Orós Jaguaribe (DOJ).....</i>	<i>45</i>

### Capítulo IV

<i>Est. VIII – Diatexitos escuros do Complexo Gnáissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>51</i>
<i>Est. IX – Diatexitos escuros e diatexitos heterogêneos de cor intermédia do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>53</i>
<i>Est. X – Diatexitos homogêneos de cor intermédia e diatexitos claros do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>55</i>
<i>Est. XI – Rochas siliciclásticas e calcossilicatadas do Domínio Ceará Central (DCC).....</i>	<i>63</i>
<i>Est. XII – Granito Banabuiú (GB).....</i>	<i>67</i>

## CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

Um dos objectivos fundamentais da petrologia moderna é o estudo dos processos de acreção e reciclagem crustal que ocorreram ao longo do tempo geológico. Os trabalhos de investigação desenvolvidos durante as últimas décadas mostram que as rochas granitóides associadas a cinturões orogénicos constituem excelentes indicadores cronológicos e petrogenéticos deste tipo de mecanismos (e.g. Pitcher, 1993; Barbarin, 1999, Winter, 2001).

Os terrenos precâmbrios representam domínios privilegiados para investigar as relações entre plutonismo granítico, metamorfismo e tectónica em ambientes geodinâmicos colisionais pois preservam, frequentemente, os registos de uma evolução policíclica relacionada com vários eventos orogénicos. No nordeste do território brasileiro, o soco precâmbrio está bem exposto e constitui uma grande unidade estrutural, conhecida como Província de Borborema. O último episódio orogénico que afectou esta província foi a orogenia Brasileira/Pan-Africana (Neoproterozóico) que envolveu a convergência e subsequente aglutinação dos cratões São Luís-Oeste Africano, Amazónico e São Francisco-Congo-Kasai, dando origem à formação da porção ocidental do super-continente Gondwana (Van Schmus *et al.*, 1997).

A região de Banabuiú situa-se no sector setentrional da província de Borborema e inclui-se no Domínio Ceará Central (DCC). Os terrenos mais antigos do DCC, afloram no Bloco de Tróia – Pedra Branca e são compostos por rochas arcaicas das séries granito-greenstone e granitos-gnáissicos, com 2.8-2.5 Ga (Pessoa *et al.*, 1986; Torquato *et al.*, 1989). No entanto, a maior parte da extensão do DCC é ocupada pela Faixa Ceará Central, constituída por metassedimentos proterozóicos afectados, em maior ou menor grau, por deformação e metamorfismo durante o ciclo Brasileiro. A actividade tectónica está predominantemente relacionada com o desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, com cinemática dextra ou sinestra, enquanto o metamorfismo atinge a fácies anfibolítica de grau alto e, localmente, as condições de fusão parcial com produção de migmatitos (Delgado *et*

*al.*, 2003). Durante a colisão brasileira, o DCC foi intruído por abundantes volumes de granitóides sin e pós-colisionais e idades compreendidas entre 520-560 Ma (Arthaud, 2005) aos quais se associam numerosos corpos pegmatíticos com mineralizações de importância económica (Souza, 1985; Marques Jr *et al.*, 1988; Marques Jr & Nogueira Neto, 1992; Vidal & Nogueira Neto, 2005).

## **1.1. OBJECTIVOS E METODOLOGIA DO TRABALHO**

Apesar do extenso número de publicações sobre a estrutura, mineralogia, geoquímica, geocronologia das diferentes unidades do DCC (e.g. Almeida *et al.*, 1968; Brito Neves, 1999; Brito Neves *et al.*, 2000; Fetter, 1999; Delgado *et al.* 2003; Arthaud, 2005; Vidal & Nogueira Neto, 2005), a informação disponível para a região de Banabuiú é ainda insuficiente.

O principal objetivo desta tese é realizar um trabalho que possa contribuir para um maior conhecimento das unidades do Domínio Ceará Central, tendo como enfoque principal o soco gnáissico migmatítico e os granitos brasileiros (granito Banabuiú). Para cumprir este objetivo foram realizadas as seguintes atividades:

1. Reconhecimento geológico das diferentes unidades representadas na área de Banabuiú (Estado do Ceará, Brasil). Este reconhecimento foi realizado durante uma saída de campo com duração de 30 dias e envolveu a caracterização macro- e mesoscópica dos litótipos aflorantes, a obtenção de dados estruturais e descrição dos corpos pegmatíticos nomeadamente no que concerne às associações minerais de interesse económico, padrões de zonamento e relações de contato.
2. Coleta de cerca de 50 amostras para análise petrográfica, determinação de composições químicas macro- e oligoelementares em rocha total, obtenção de dados de química mineral e estudos geocronológicos.
3. Trabalho laboratorial que incluiu: (a) confecção e estudo petrográfico de lâminas delgadas polidas; (b) realização de análises químicas, por microsonda electrónica, das fases minerais presentes nos litótipos estudados; (c) preparação física de 50 amostras representativas das unidades em investigação para aquisição de dados de geoquímica de rocha total; (d) separação de moscovites para análises isotópicas K/Ar e (e) selecção e preparação química de amostras de rochas e/ou minerais para análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd.

4. Processamento e interpretação dos dados obtidos e formulação de hipóteses petrogenéticas.
5. Redacção do documento final (Dissertação/Tese).

Para além do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro e do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, a investigação realizada contou com o apoio de inúmeros laboratórios nacionais e estrangeiros que a seguir se discriminam: (a) Laboratório do Instituto Geológico Mineiro (IGM) de S. Mamede Infesta (Porto) e Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectónica do Instituto de Geociencias da Universidade de São Paulo (USP-Brasil) para obtenção de análises de química mineral por microsonda electrónica; (b) Laboratório Potássio-Argônio (K-Ar) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) da Universidade de São Paulo (USP-Brasil) para datações K-Ar; (c) e Laboratório do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra para separação magnética de minerais e (d) Laboratório de Geocronologia do Departamento de Geociências da Universidade de Oviedo (Espanha) para separação de zircões monazites.

## **I.2. ESTRUTURA DO TRABALHO**

Para além deste capítulo introdutório, o presente trabalho inclui mais oito capítulos organizados da seguinte forma:

- **Capítulo II – Enquadramento Geológico**

Neste capítulo é feito um enquadramento geológico geral da área em investigação com base na bibliografia existente e apresenta-se uma síntese das suas principais características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas.

- **Capítulo III – Geologia da Região de Banabuiú**

O capítulo III inclui as descrições de campo, acompanhadas pelas fotografias de campo e pelos mapas elaborados durante a presente investigação.

- **Capítulo IV – Petrografia**

Os dados da análise petrográfica das amostras colhidas, documentados por fotografias de microscópio são apresentados neste capítulo.



- **Capítulo V – Métodos Analíticos**

No Capítulo V, descrevem-se sumariamente as diferentes técnicas e procedimentos analíticos usados ao longo deste trabalho.

- **Capítulo VI – Química mineral**

As composições químicas, obtidas por microsonda electrónica, das principais fases minerais presentes nos diferentes litótipos estudados são apresentados e discutidos neste capítulo.

- **Capítulo VII – Geoquímica de rocha total**

Sob este título inclui-se o tratamento e interpretação do conjunto dos dados de geoquímica de elementos maiores, vestigiais e terras raras em rocha total.

- **Capítulo VIII – Geologia Isotópica, Resultados e Petrogénese**

O capítulo VIII compreende a compilação e discussão dos dados isotópicos Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar obtidos em amostras seleccionadas, com base na petrografia e geoquímica de rocha total.

- **Capítulo IX – Conclusões**

Apresentação das principais conclusões do trabalho.

## CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Para uma melhor compreensão dos processos geodinâmicos que ocorreram na região de Banabuiú, é de fundamental importância ter uma perspectiva da estrutura geológica regional. Assim, apresenta-se neste capítulo uma síntese bibliográfica das principais características litoestratigráficas, tectono-metamórficas e geogronológicas da área em estudo e o seu enquadramento geológico geral.

### II.1. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E ADMINISTRATIVO

Em termos geográficos, o Brasil é subdividido em cinco grandes regiões: Norte, Nordeste, Centro-Oeste, Sudeste e Sul (Fig. II.1).



Figura II.1 – Mapa do Brasil mostrando a divisão em regiões e estados (extraído de Barberá & Melamed, 1998).

Cada região inclui várias unidades administrativas (Estados) que perfazem um total de 27 no conjunto do país (Fig. II.1). A área em estudo localiza-se no nordeste do Brasil, no Estado do Ceará e enquadra-se dentro dos limites do Município de Banabuiú.

## II.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA

O município de Banabuiú está situado no sertão central do Estado do Ceará e tem uma área de aproximadamente 1.118 km<sup>2</sup> (Fig. II.2). É limitado, a oeste, pelo município de Quixeramobim; a norte, pelo município de Quixadá; a este, pelos municípios de Morada Nova e Jaguaretama e, a sul, pelos municípios Solonópole e Milhã.

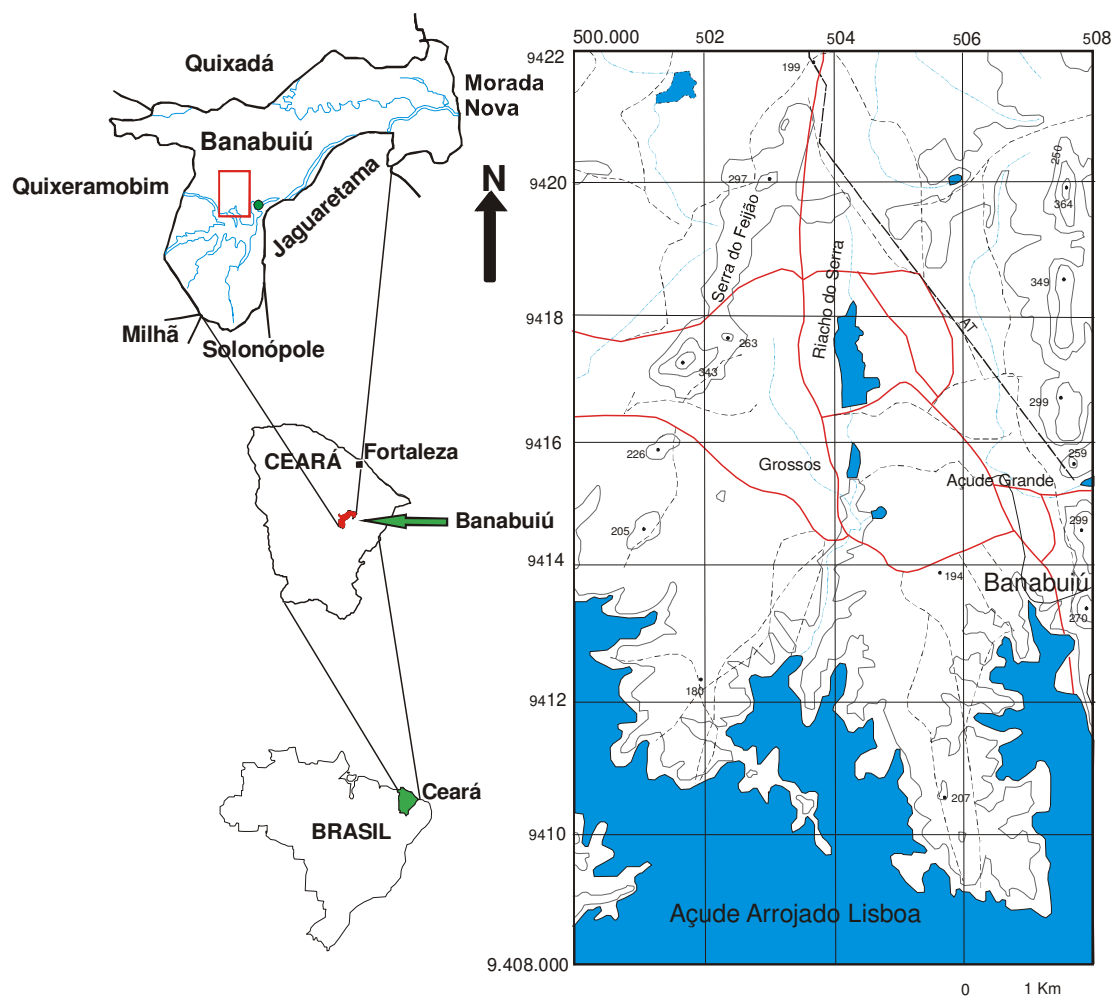


Figura II.2 – Localização da área de estudo.

O acesso à região, tendo como ponto de partida a capital do Estado do Ceará, Fortaleza, pode ser realizado inicialmente pela BR-116 até a localidade designada de Triângulo de Quixadá. Deste ponto segue-se a CE-013 até à cidade de Quixadá. A partir desta cidade, toma-se a rodovia CE-021, até ao quilómetro 11, onde se encontra o entroncamento com a CE-113, que dá acesso à cidade de Banabuiú.

## II.3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO GERAL

O Brasil é o maior país do continente sul-americano. O seu território inclui-se totalmente numa das grandes províncias geológicas em que se subdivide a América do Sul - a plataforma sul-americana.

### II.3.1. As principais unidades geológicas do continente sul-Americano

Como se mostra na Figura II.3, os terrenos que constituem o continente sul-americano podem ser agrupados em três grandes províncias geológicas (e.g. Ramos, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Feng *et al.*, 2004):

- A Plataforma Estável Sul-Americana, que ocupa a parte central e oriental da América do Sul e é composta por um soco precâmbrico e uma cobertura fanerozóica;
- O bloco tardi-paleozóico da Patagónia, localizado no sul;
- O cinturão móvel dos Andes, de idade mesozóica a cenozóica, que se estende ao longo da costa oeste e se prolonga pela costa norte das Caraíbas.

O soco precâmbrico da **plataforma sul-americana** tem sido subdividido em três unidades: o escudo do Guiana, a norte, o escudo Atlântico, a este, e o escudo Guaporé (também chamado Brasil-Central), no centro (Fig. II.3). Por outro lado, os terrenos da cobertura fanerozóica constituem o enchimento de grandes bacias intracratónicas que separam os escudos (Amazónica, Parnaíba e Paraná).

O **bloco tardi-paleozóico da Patagónia** é dominado por granitóides paleozóicos que se instalaram em rochas do Proterozóico Médio e Superior (Goodwin, 1991).

A **cadeia de montanhas dos Andes** corresponde a um cinturão móvel formado durante o meso-cenozóico, como resultado da subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana.



Figura II.3 – Principais províncias geológicas do continente sul-americano, mostrando a localização da Plataforma Sul-Americana, Bloco da Patagônia e Andes (extraído de Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

### II.3.2. A Plataforma Estável Sul-Americana

No seu conjunto, os escudos precâmbrios (Atlântico, Guiana e Guaporé) cobrem uma área significativa do território brasileiro (Fig. II.3). São compostos por rochas metamórficas de fácies anfibolítica a granulítica e granitóides, de idade arcaica, aos quais se associam cinturões de rochas verdes, coberturas sedimentares e vulcânicas e abundantes granitóides do Proterozóico (e.g. Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

Estes terrenos preservam registos de uma evolução policíclica que envolveu vários eventos orogénicos, desde o Paleo-Arcaico (ca. 3.5 Ga) até ao Eo-Ordovício (ca. 0.5-0.48 Ga), sendo os principais:

- (a) A Orogenia Eburniana (Paleoproterozóico médio) que culminou com a formação do supercontinente Atlântica (Rogers, 1996);
- (b) A criação do supercontinente Columbia (final do Paleoproterozóico – início do Mesoproterozóico) (Rogers & Santosh, 2002);

- (c) A orogenia Grenvilliana (final do Mesoproterozóico) à qual se associa a amalgamação da Rodinia (Hoffman, 1991);
- (d) A orogenia Pan-Africana/Brasiliana (passagem do Neoproterozóico ao Fanerozóico) de que resultou a consolidação do supercontinente Gondwana (Fig. II.4).

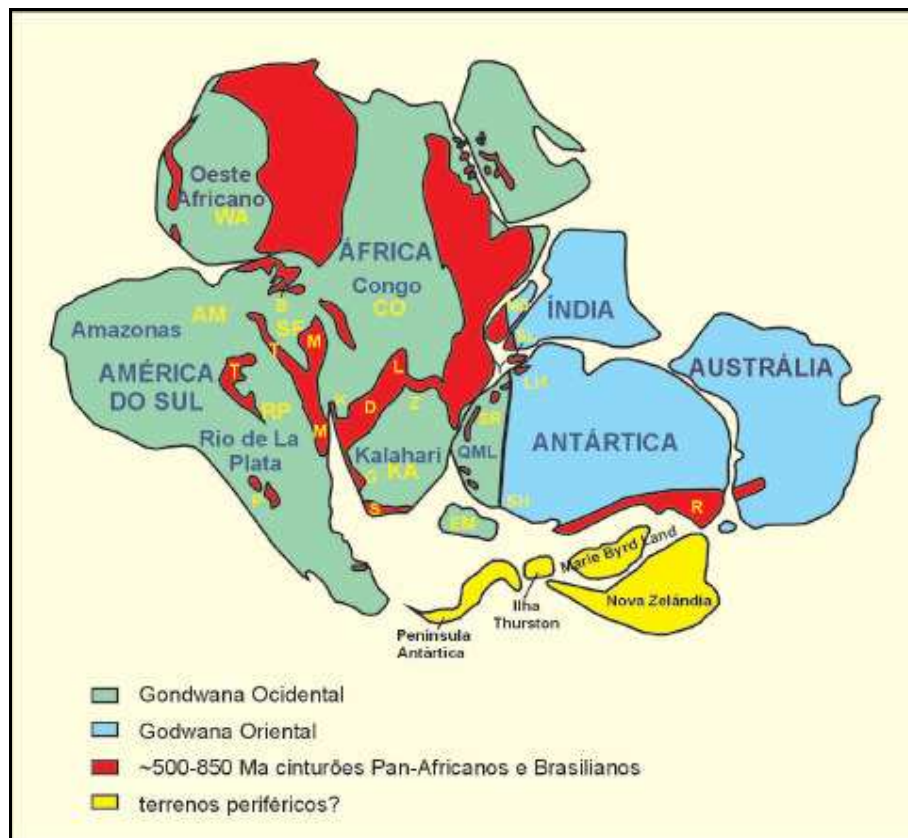


Figura II.4 – Reconstituição do continente Gondwana, mostrando a distribuição dos orógenos brasileiros e dos principais blocos cratônicos envolvidos na colisão há 560 Ma (extraído de Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

A deposição das seqüências de cobertura inicia-se no final do Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico – Câmbrio) com o preenchimento de antefossas, intrafossas molássicas e outras bacias de extrusão tectónica por sedimentos imaturos e materiais vulcano-sedimentares, representados actualmente pela chamada “Sequência Alfa” (Soares *et al*, 1974). A partir do Ordovícico, o soco é parcialmente coberto por espessas sucessões sedimentares paleozóicas (“Sequências Beta e Gama”), com carácter essencialmente marinho, sobre as quais assentam depósitos continentais paleo-mesozóicos (“Sequência Delta”) (e.g. Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). A passagem progressiva das condições climáticas frias e glaciais do Paleozóico para

ambientes quentes e desérticos, no Triásico-Jurássico Inferior, está bem marcada nestas formações.

Contrariamente ao que se verifica nos terrenos da Cadeia dos Andes e do Bloco da Patagónia, nem o soco precâmbrico nem a cobertura fanerozóica da plataforma estável sul-americana foram afectados pelas orogenias do Paleozóico inferior (Fametiniana) e do Paleozóico superior (Varisca/Hercínica).

No final do Paleozóico superior, a colisão entre a Gondwana e a Laurussia dá origem ao supercontinente Pangea, marcando o encerramento da sedimentação gondwânica em toda a plataforma sul-americana. Durante os processos posteriores de fragmentação da Pangea e abertura do Atlântico que ocorreram no Mesozóico, desenvolveram-se novas bacias sedimentares.

O conjunto sedimentar associado a estes processos de reactivação tectónica foi designado por Soares *et al.* (1974; 1978) como “Sequência Épsilon”. Segundo Schobbenhaus e Brito Neves (2003), a “Sequência Épsilon” inclui diferentes unidades estratigráficas, separadas por discordâncias, que permitem individualizar os seguintes estádios de evolução: (a) estágio extensional sin-rift, caracterizado pela instalação de um complexo sistema de grabens, deposição de sequências siliciclásticas imaturas em ambiente continental e magmatismo basáltico; (b) estágio transicional Aptiano-Albiano, correspondendo à passagem de condições continentais a marinhas, com a formação de depósitos siliciclásticos, carbonatos, evaporitos e pelitos negros e (c) estágio pós-Albiano, de carácter francamente marinho, que se inicia com carbonatos de águas rasas (Albiano – Cenomaniano) e passa a fácies essencialmente siliciclásticas, batiais e abissais, no final do Cenomaniano.

A partir daí, a plataforma sul-americana estabiliza e tem início um novo ciclo de sedimentação continental (“Sequência Zeta”) que se prolonga até ao presente.

### II.3.3. O Escudo Atlântico

A região de Banabuiú localiza-se no Escudo Atlântico (Fig. II.3), na parte norte da Província de Borborema. Segundo Almeida *et al.* (1977), os terrenos precâmbricos do Escudo Atlântico podem ser subdivididos em quatro províncias estruturais: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira, (Fig. II.5). Para além dos terrenos do soco, o Escudo Atlântico inclui ainda duas extensas bacias sedimentares fanerozóicas (a bacia de Parnaíba e a bacia do Paraná) e várias bacias mesozóicas de menor importância (Delgado *et al.*, 2003).

A evolução tectónica do Escudo Atlântico envolveu processos de reciclagem e acreção crustal, desde o final do Arcaico (ca. 2.5 Ga) até ao Neoproterozóico (1.0 Ga – 540 Ma), associados a sucessivos episódios orogénicos. O ciclo orogénico Brasileiro (900-520 Ma) foi o último evento colisional que afectou estes terrenos, sendo responsável pela estruturação final das províncias de Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Delgado *et al.* 2003).

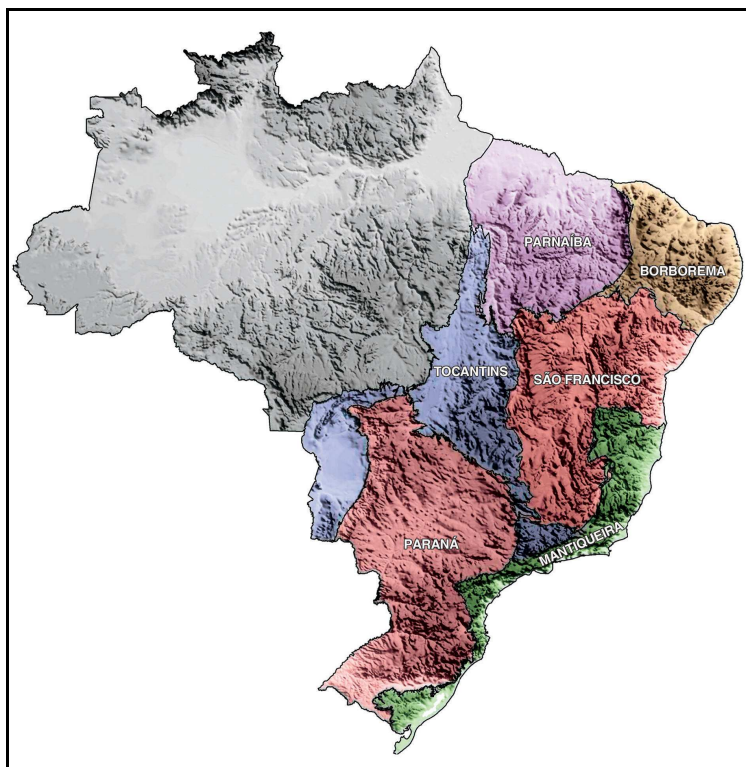


Fig. II.5 – Províncias estruturais do Escudo Atlântico (extraído de Delgado *et al.*, 2003).

Tendo em conta que a região de Banabuiú faz parte do sector setentrional da província de Borborema, a geologia desta parte da província será tratada com mais detalhe.

#### II.3.4. A Província Borborema - Sector setentrional

A Província Borborema (PB), situada no extremo nordeste da Plataforma Sul-Americana, foi intensamente deformada durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana (Neoproterozóico). Nesta província, o ciclo Brasileiro encerrou em redor dos 600-550 Ma e envolveu a convergência e subsequente colisão continental entre os cratões São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo-Kasai (Van Schmus *et al.*, 1997) (Fig. II.6).



A actividade tectónica que ocorreu na Província de Borborema durante a colisão Brasileira/Pan-Africana esteve relacionada com o desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento que permitiram individualizar três grandes domínios tectónicos: 1- Subprovíncia Setentrional; 2- Subprovíncia Transversal ou Central e 3- Subprovíncia Externa ou Meridional (Santos, 1996; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.* 1995a; Brito Neves *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000; Delgado *et al.*, 2003).

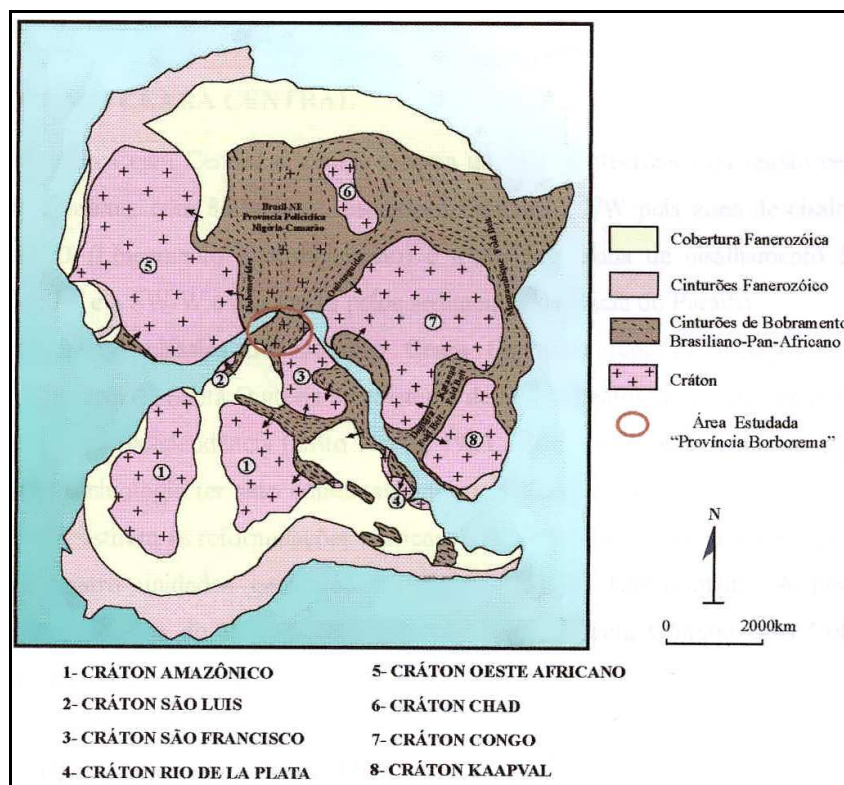


Figura II.6 – Mapa geotectónico esquemático da parte ocidental do supercontinente Gondwana no final do ciclo Brasileiro (adaptada de Trompette, 1994).

Cada subprovíncia foi, por sua vez, subdividida em domínios, terrenos e faixas, com base em critérios litoestratigráficos, estruturais, geocronológicos e geofísicos como se mostra na Figura II.7.

O sector setentrional da Província de Borborema compreende os terrenos situados a norte do Lineamento Patos. Fetter (1999), Fetter *et al.* (2000) e Brito Neves *et al.* (2000), individualizaram neste sector os seguintes domínios principais (Fig. II.8):

- 1- Domínio do NW do Ceará (NWC), também conhecido como Domínio Médio Coreaú (DMC)
- 2- Domínio do Ceará Central (DCC)
- 3- Domínio do Rio Grande do Norte (DRGN).

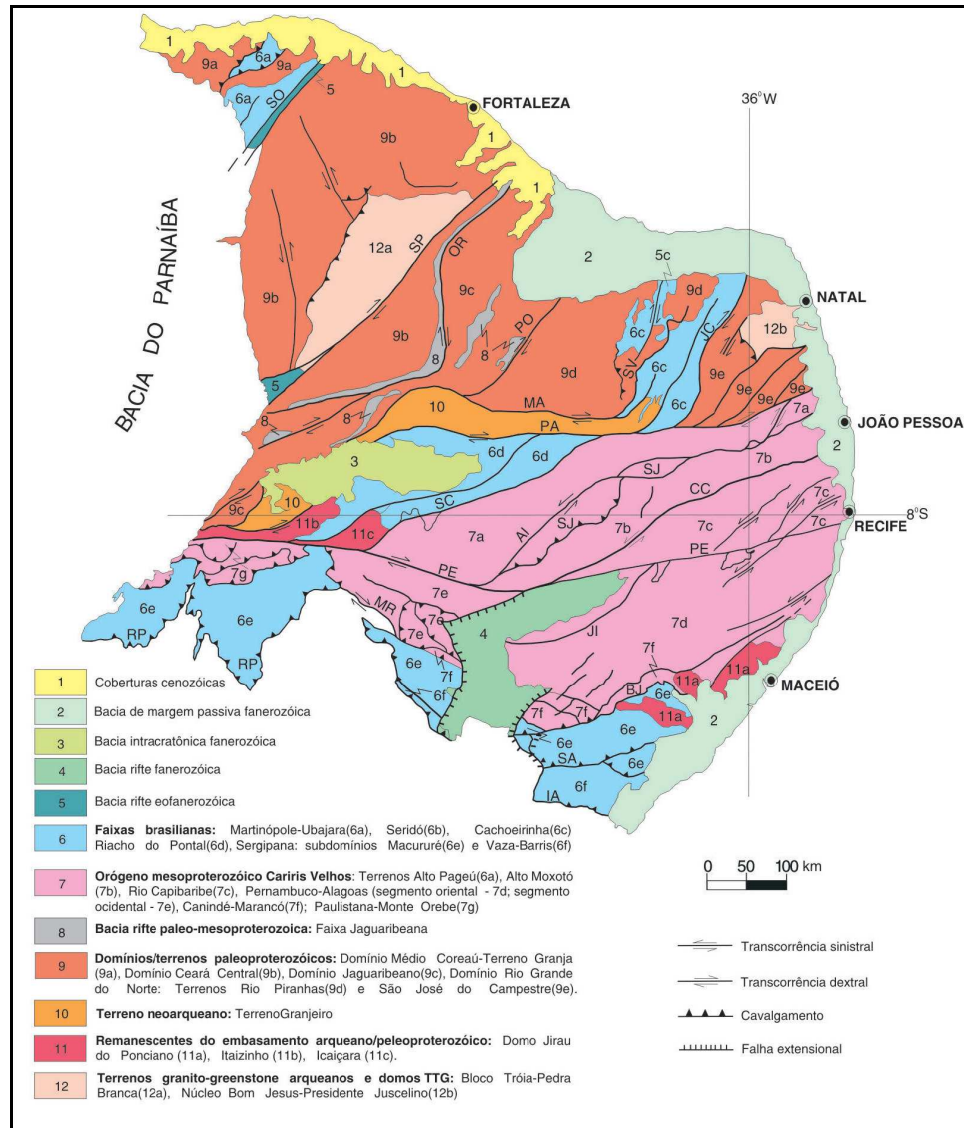


Figura II.7 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Zonas de cisalhamento: Sobral-Pedro II (SO), Senador Pompeu (SP), Orós-Aiuaba (OR), Porto Alegre (PO), São Vicente (SV), Piauí-João Câmara (JC), Malta (MA), Serra do Caboclo (SC), Congo-Cruzeiro do Nordeste (CC), Serra da Jabitaca (SJ), Jatobá-Itaíba (JI), Macururé-Riacho Seco (MR), Belo Monte-Jeremoabo (BJ), São Miguel do Aleixo (SA) e Itaporanga (IA); Lineamentos: Patos (PA) e Pernambuco (PE); Nappes da Faixa Riacho do Pontal (RP) (extraído de Delgado et al., 2003).

No entanto, Arthaud et al. (1998) e Arthaud (2005) consideram que é possível separar um outro domínio, designado por Orós-Jaguaribe (DOJ), entre o DCC e o DRGN. O DOJ é limitado pelo DCC, a oeste, através das Zonas de Cisalhamento de Orós e de Aiuába, e pelo DRGN, a este, através das Zonas de Cisalhamento de Farias Brito e de Porto Alegre (Fig. II.9).

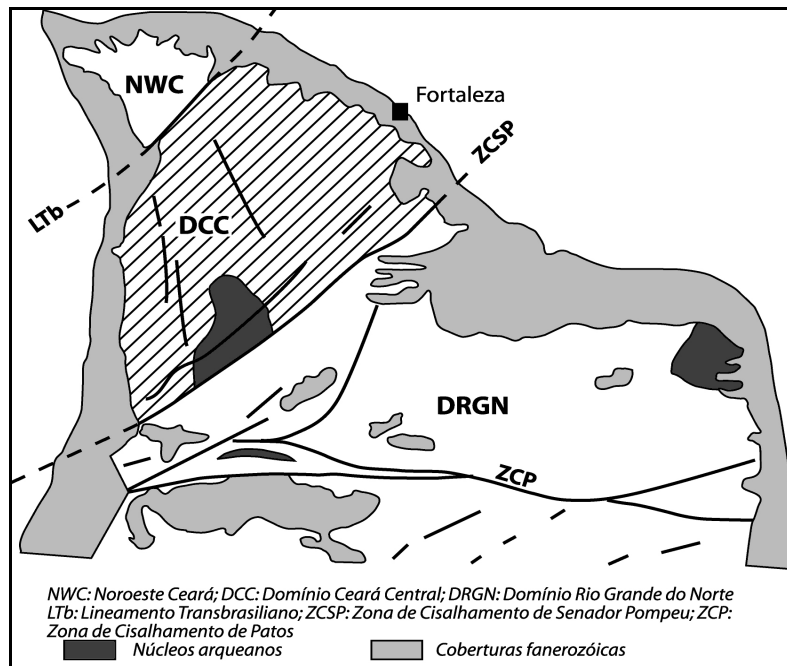


Figura II.8 – Domínios geotectônicos da parte setentrional da Província Borborema (PB), segundo Fetter et al. (2000).

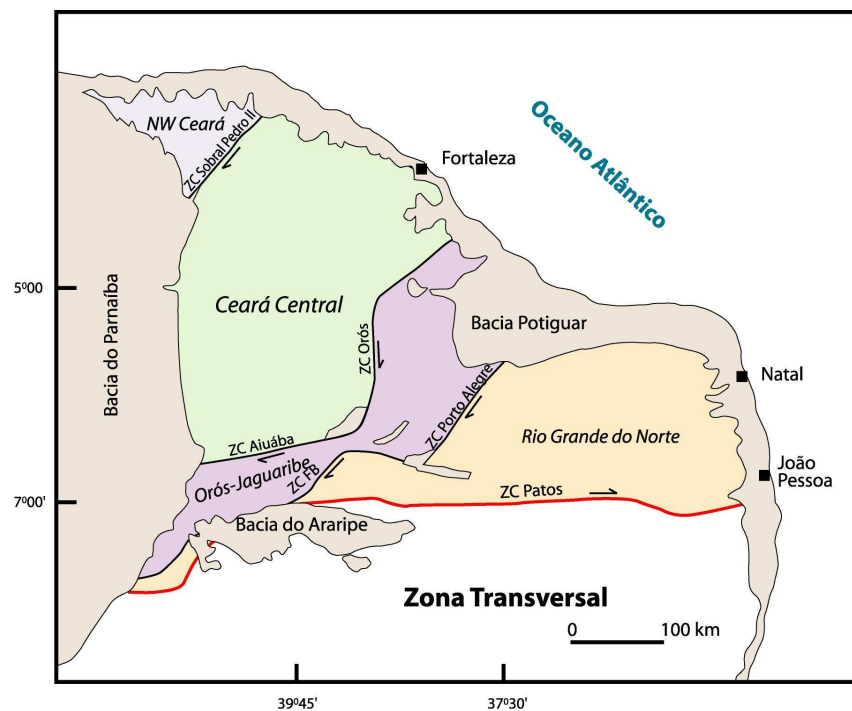


Figura II.9 – Domínios Geotectônicos da parte setentrional da Província Borborema (PB), incluindo o Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ) (Arthaud, 2005).

Neste trabalho, aceita-se a divisão proposta por Arthaud *et al.* (1998) e Arthaud (2005), o que faz com que a subprovíncia setentrional passe a incluir quatro domínios em vez de três (NWC, DCC, DOJ e DRGN). A região de Banabuiú localiza-se precisamente no limite entre o Domínio do Ceará Central (DCC) e o Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ).

O **Domínio Ceará Central** é limitado pela Província Costeira e pela zona de cisalhamento Sobral–Pedro II, a norte, pela Província Sedimentar do Parnaíba, a oeste e pelas Zonas de Cisalhamento de Orós e de Aiuaba, a leste e a sul (Fig. II.8).

No DCC, os terrenos mais antigos afloram no Bloco de Tróia – Pedra Branca, constituindo o chamado Grupo Cruzeta. São compostos por rochas arcaicas das séries granito-greenstone e granitos-gnáissicos, com 2.8-2.5 Ga (Pessoa *et al.*, 1986; Torquato *et al.*, 1989) (Fig. II.7).

Para além deste conjunto, o DCC compreende ainda a Faixa Ceará Central que ocupa a maior parte da sua extensão (Fig. II.7). A Faixa Ceará Central é dominada por metassedimentos proterozóicos que se distribuem pelas seguintes unidades: Canindé, Independência, Quixeramobim, Arneiroz, Acopiara, Grupo Novo Oriente e Choro. Com excepção da unidade de Canindé, todas as outras unidades apresentam características de ambiente de plataforma marinha de margem passiva, sendo formadas por metaconglomerados, quartzitos, metapelitos, mármore e menores proporções de anfibolitos e ortognaisses. Mostram metamorfismo da fácies anfibolítica de grau alto (zona da sillimanite) e atingem localmente as condições de fusão parcial com produção de migmatitos, principalmente na unidade de Canindé. As idades U-Pb obtidas por Fetter (1999) nos ortognaisses e migmatitos da unidade Canindé permitem datá-las com 2.15-2.10 Ga (Paleoproterozóico médio).

Durante o ciclo orogénico Brasileiro, o Domínio Ceará Central foi intruído por abundantes volumes de granitóides, agrupados por Arthaud (2005) nas seguintes categorias:

- (1) pré-colisionais, representados pelos granitos do arco magmático de Santa Quitéria (CTSQ);
- (2) sin-colisionais tangenciais, correspondendo a granitos de duas micas de tipo S, gerados durante o pico metamórfico (batólitos de Senador Pompeu e Banabuiú);
- (3) sin-colisionais direccionais, formados durante a fase transcorrente com extrusão lateral (batólitos de Quixeramobim e Quixadá)

(4) pós-colisionais, associados ao colapso da cadeia brasileira (complexos anelares de Tauá e Taparuaba, enxames de diques ácidos a intermédios de Tauá e Independência e stocks graníticos da Serra da Barriga, São Paulo, Reriutaba, Mucambo e Meruoca).

Mostra-se na Figura II.10, a distribuição dos principais granitóides brasileiros no Estado do Ceará.

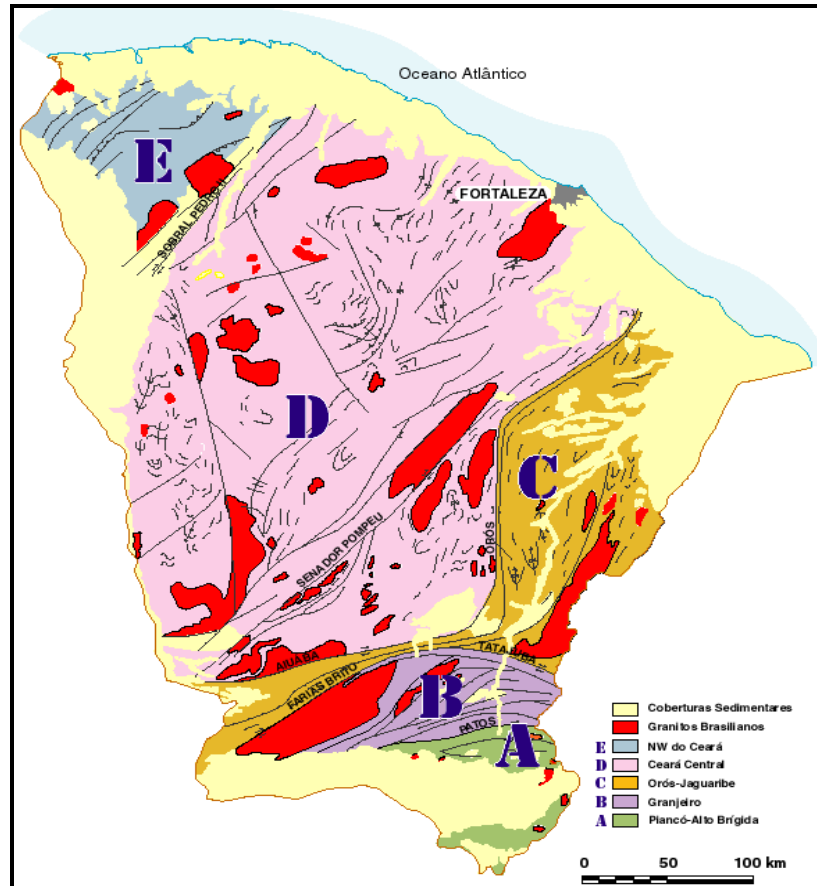


Figura II.10 – Distribuição dos granitóides brasileiros no Estado do Ceará (extraído de Arthaud et al., 2005).

O **Domínio Orós-Jaguaribe** corresponde a um segmento crustal de forma sigmoidal, limitado por importantes zonas de cisalhamento transcorrentes dexas (Orós, Auiaba, Farias Brito e Portalegre) (Fig. II.9). Ocupa uma extensão de 500 km e é constituído por duas seqüências metavulcanosedimentares lineares, paralelas (Faixa Orós e Faixa Jaguaribe), separadas por blocos do soco mais antigo de idade paleoproterozóica (São Nicolau e Jaguaritama), (Parente & Arthaud, 1995).

No complexo gnáissico-migmatítico de Jaguaretama, ocorrem ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica associados a rochas paraderivadas de alto grau metamórfico e variável grau de migmatização. As rochas metaplutônicas apresentam idades de cristalização compreendidas entre 2.21 a 1.98 Ga e idades modelo  $T_{DM}$  entre 2.77 e 2.50 Ga (Fetter, 1999). Apesar das fortes semelhanças litológicas, o Bloco de São Nicolau distingue-se do Bloco Jaguaretama pela pequena representação de rochas metassedimentares (Parente & Arthaud, 1995).

Durante o evento extensional Estateriano (1.8-1.55 Ga), desenvolveu-se um sistema de bacias de rift ensiálicas cujo preenchimento está representado actualmente pelas sequências metavulcanossedimentares da Faixa Orós–Jaguaribe, com registos geocronológicos entre 1.6 e 1.8 Ga (Sá, 1991).

Os metassedimentos da Faixa Orós são predominantemente constituídos por metapelitos com intercalações de quartzitos, mármore calcíticos, dolomíticos e magnesianos, rochas calcossilicatadas e quartzitos carbonosos. As rochas metaígneas apresentam composição essencialmente félsica, embora também ocorram rochas vulcânicas e hipabissais máficas, em proporções subordinadas. Segundo Parente & Arthaud (1995), o conjunto vulcano-sedimentar é intruído por plutonitos de idade Mesoproterozóica.

Na Faixa Jaguaribe, a associação vulcano-plutónica é claramente dominante sobre as rochas metassedimentares. Estas últimas são constituídas por metapelitos e quartzitos lenticulares, de espessura reduzida e comprimento decamétrico, aos quais se associam lavas e tufo félsicos. O conjunto é cortado por espessas lâminas ou batólitos de ortognaisses facoidais (Parente & Arthaud, 1995).

### **II.3.5. Os Pegmatitos do Estado do Ceará**

Com base em critérios puramente geográficos, Souza (1985) subdividiu a Província Pegmatítica do Ceará (PPCe) em dois grandes distritos: (1) o Distrito Pegmatítico de Cristais-Russas (DPCR), englobando os pegmatitos de Cascavel, Aracoiaba, Russas e Morada Nova e (2) o Distrito de Solonópole-Quixeramobim (DPSQ), englobando os municípios de Jaguaribe, Solonópole, Quixadá, Milhã e Banabuiú (Fig. II.11). Ambos os distritos se inserem geologicamente nos Domínios do Ceará Central (DCC) e de Orós-Jaguaribe (DOJ). Além destes dois distritos, existem ainda outras ocorrências menos conhecidas e pouco estudadas nos distritos de Parambu, Icó e Itapiúna (Fig. II.11).

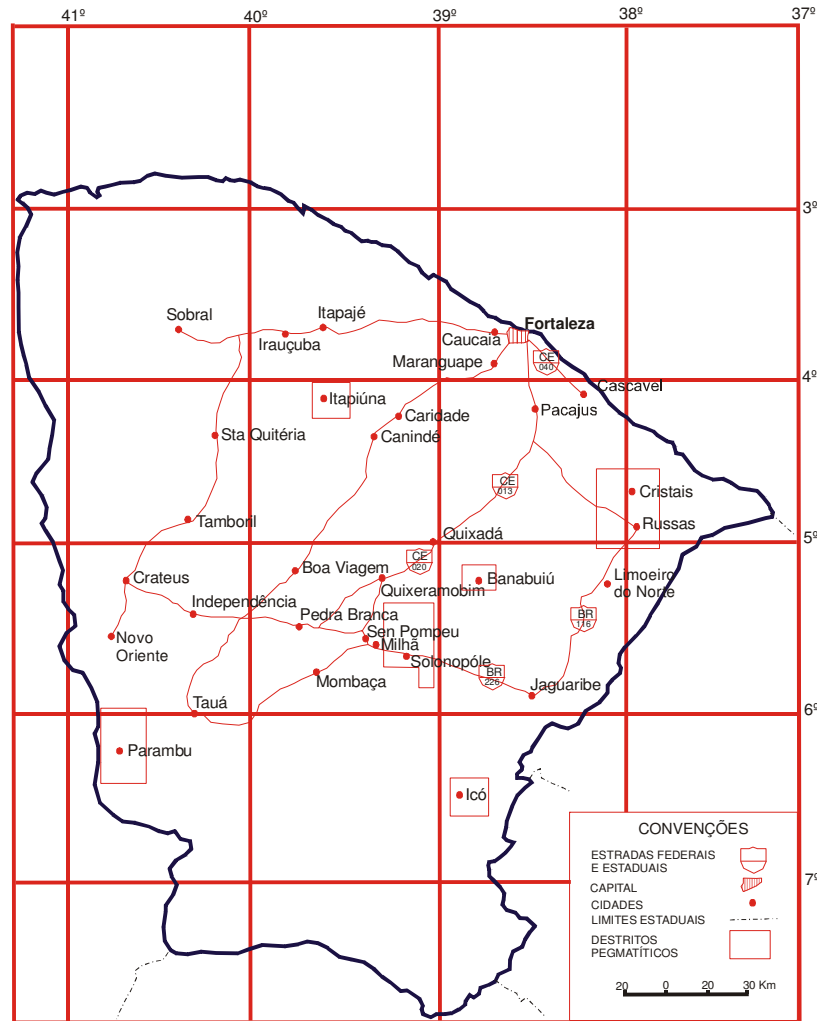


Figura II.11 – Mapa de localização das principais ocorrências de pegmatitos do Estado do Ceará (extraído de Souza, 1985).

O DPSQ, localizado na região centro-este do Estado do Ceará, corresponde ao distrito com maior concentração em pegmatitos economicamente mineralizados. O conjunto das associações minerais registradas neste distrito, permitiu individualizar cinco campos pegmatíticos com um zonamento metalogenético, segundo a direcção norte-sul (Souza, 1985; Marques Jr., 1992; Vidal & Nogueira Neto, 2005):

- o campo de Nova Floresta – Feiticeiro, no município de Jaguaribe, constituído por pegmatitos mineralizados em cassiterite e tantalite/columbite;
- o campo a NE de Solonópole, com mineralizações lítio-berilo-tantalíferas e lítio-berilo-estaniíferos;
- o campo a W e NW de Solonópole, onde estão representadas as maiores ocorrências de pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos;

- o campo de Berilândia – Carnaubinha, composto por pegmatitos produtores de pedras coradas, principalmente, água-marinha e turmalina gemológica;
- o campo de Rinaré – Banabuiú, onde ocorrem pegmatitos mineralizados em berilos e turmalinas gemológicas.

Com base em critérios mineralógicos e texturais, Johnston (1945) distinguiu três grandes grupos de pegmatitos no Nordeste do Brasil: (a) os pegmatitos homogêneos, com textura uniforme e mineralogia simples e (b) os pegmatitos heterogêneos, apresentando zonamento bem marcado e especialização metalogenética e (c) os pegmatitos mistos, com características intermédias entre os dois tipos anteriores.

Os pegmatitos homogêneos exibem relações bruscas e intrusivas tanto com os gnaisses e migmatitos do soco precâmbrico como com os granitos brasileiros. Apresentam quartzo, feldspato e micas como constituintes essenciais, granulometria variável (cm a dm) e só raramente são mineralizados (Vidal & Nogueira Neto, 2005, Lima, 2006). Em contraste, os pegmatitos heterogêneos estão preferencialmente associados aos complexos gnáissico-migmatíticos do soco e mostram um zonamento regular, definido pela ocorrência das seguintes zonas (Marques Jr *et al.*, 1988; Marques Jr, 1992; Marques Jr & Nogueira Neto, 1992; Vidal & Nogueira Neto, 2005, Lima, 2006):

- Zona I (marginal ou de bordadura) – contendo quartzo + feldspato potássico (microclina + intercrescimento gráfico) + plagioclase (albite) + moscovite como fases principais e afrisita, cassiterite e granada como acessórios comuns. A textura é predominantemente aplítica e a espessura fina;
- Zona II (parede) – com composição e textura semelhantes às dos pegmatitos homogêneos. Ocupa, em geral, um volume significativo dos corpos pegmatíticos;
- Zona III (intermédia) – caracterizada pela presença de cristais de feldspato de grandes dimensões e um cortejo variado de fases acessórias (apatite, ambligonite, berilo, columbo-tantalite, cassiterite, turmalina, espodumena);
- Zona IV (axial) – formada por um núcleo de quartzo maciço de cores variadas, ao qual se podem associar diferentes minerais acessórios.

No contacto entre a zona III e o núcleo de quartzo, desenvolve-se, em muitos casos, uma “zona de substituição metassomática” (ZS). As zonas de substituição metassomática” (ZS) são constituídas por albite sacaroidal, moscovite esverdeada, lepidolite e quartzo e ocorrem em corpos lenticulares ou cavidades miarolíticas, de



dimensões métricas a decimétricas, frequentemente designados por “bolsões” (Marques Jr *et al.*, 1988; Leal Neto, 2005). Estes “bolsões” podem conter mineralizações importantes em turmalina (verde, bicolor e vermelha) e berilo (água marinha) (Marques Jr. *et al.*, 1988).

Alguns pegmatitos heterogéneos mostram um zonamento incipiente, definido pelo predomínio de texturas aplíticas nos bordos e texturas grosseiras nas regiões centrais. Estes corpos estão muitas vezes mineralizados em turmalina, berilo, apatita e amblygonita.

Contrariamente ao que acontece nos pegmatitos heterogéneos, o quartzo dos pegmatitos mistos tende a formar “bolsões” em vez de núcleos bem individualizados (Vidal & Nogueira Neto, 2005). Estes “bolsões de quartzo” estão normalmente rodeados por uma zona semelhante à zona III dos pegmatitos heterogéneos. Os processos de substituição metassomática, com desenvolvimento de albite, moscovite e lepidolita ocorrem também em corpos diferenciados com zonamento irregular e incompleto (Marques Jr *et al.*, 1988; Marques Jr, 1992 e Marques Jr & Nogueira Neto, 1992).

A tectónica exerceu uma influência significativa na forma, dimensão e disposição dos corpos pegmatíticos (Marques Jr. *et al.*, 1988). Estudos realizados no campo pegmatítico de Banabuiú – Solonópole mostram que a grande maioria dos filões pegmatíticos apresentam direcções variando entre N5°E e N15°E que parecem ter sido controladas pelas duas importantes zonas de cisalhamento que limitam a área: Senador Pompeu e Orós (Marques Jr *et al.*, 1988; Marques Jr, 1992; Marques Jr & Nogueira Neto, 1992).

As zonas de cisalhamento de Senador Pompeu e Orós (Fig. II.10) deformam não só as rochas do soco como também todo o conjunto plutónico (Marques Jr *et al.*, 1988; Marques Jr, 1992; Marques Jr & Nogueira Neto, 1992). Com efeito, os granitos e granodioritos exibem, por vezes, uma foliação tectónica subvertical, com direcção N15°E. A lineação de estiramento mineral é menos comum, mas quando presente, mostra-se subhorizontal segundo o plano de foliação (Marques Jr *et al.*, 1988; Marques Jr & Nogueira Neto, 1992).

A concordância entre as estruturas fluidais que se observam nas zonas menos deformadas dos granitos e a foliação tectónica das porções mais deformadas sugere sincronismo, pelo menos parcial, entre a intrusão destes plutonitos e o funcionamento das zonas de cisalhamento. A grande maioria dos pegmatitos ocorrem nos espaços

gerados em fracturas e falhas, com carácter frágil ou frágil/dúctil, o que aponta para uma instalação mais tardia destes corpos (Arthaud *et al.*, 1987).

Com base em dados geocronológicos Rb-Sr e K-Ar em biotites e muscovites, Almeida *et al.* (1968) propõem um intervalo de idades entre 470 e 530 Ma para a formação dos corpos pegmatíticos do Distrito Solonópole-Quixeramobim.



## CAPÍTULO III: GEOLOGIA DA REGIÃO DE BANABUIÚ

Neste capítulo apresentam-se as principais características geológicas da região de Banabuiú. A área de trabalho localiza-se no Domínio Ceará Central (DCC) junto à fronteira com o Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ). Este limite é marcado por uma importante zona de cisalhamento dextra, com orientação N-S, denominada Zona de Cisalhamento Orós (ZCO).

O **Domínio Ceará Central (DCC)** abrange a porção central, norte e sul da área de investigação e é constituído por um complexo gnáissico migmatítico, no qual se intercalam níveis lenticulares de rochas calcossilicatadas e metapelíticas (Fig. III.1 e III.2). A oeste, o complexo gnáissico migmatítico é intruído por um granito de idade presumivelmente neoproterozóica, conhecido na literatura como **Granito de Banabuiú** (Fig. III.1). Estão também presentes numerosos **filões pegmatíticos** de extensão e espessura variáveis que definem relações ora concordantes ora discordantes com a foliação regional. Todo o conjunto é parcialmente coberto por **depósitos aluvionares do Cenozóico** (Fig. III.1).

Tanto o complexo gnáissico migmatítico do DCC como a faixa metavulcanossedimentar do **Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ)**, que aflora no extremo este da área, sofreram os efeitos da deformação dúctil associada à Zona de Cisalhamento Orós (ZCO) (Fig. III.1). As estruturas geradas são típicas de condições crustais profundas e manifestam-se, na maioria dos casos, por uma foliação regional com direcção N-S, subvertical. A estas estruturas sobrepõem-se outras de carácter frágil, indicativas de condições crustais mais superficiais.

### III.1. COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO DO DCC

Em termos de área aflorante, os gnaisses do DCC são os litótipos dominantes na região de Banabuiú. Ocupam uma faixa com orientação N-S nas porções central, norte e sul da área e formam ainda um corpo alongado na direcção NE-SW, incluído no granito de Banabuiú, que parece corresponder a um mega-enclave (Fig. III.1).

As rochas gnáissico-migmatíticas apresentam uma grande heterogeneidade textural e mineralógica à escala do afloramento o que levou a subdividi-las em três

grandes grupos: gnaisses de cor escura, intermédia e clara. Os gnaisses escuros têm teores elevados de biotite e mostram uma foliação bem marcada, definida pela orientação dos filossilicatos (biotite  $\pm$  moscovite). Ocorrem em finos leitos micáceos com textura xistosa (Est. I.1) e em bandas mais largas, de grão fino a médio-grosso, com pequenas proporções de material quartzo-feldspático e deformação heterogénea (Est. I.2, I.3 e I.4). Podem ainda surgir como “schlieren” biotíticos e encraves no interior das porções mais claras (Est. II.1 e II.2).

Os gnaisses de cor intermédia distinguem-se dos de tonalidade escura pela maior abundância de material quartzo-feldspático. A sua granularidade varia de fina a média e, tal como no caso anterior, apresentam um fabric heterogéneo fortemente anisotrópico (Est. II.3 e II.4). Nas proximidades de contacto com o granito de Banabuiú e nos encraves, desenvolve-se frequentemente uma fácies de grão fino-médio, com foliação bem marcada e aspecto homogéneo que poderá estar relacionada com o próprio granito ou representar outra variedade litológica do complexo gnáissico-migmatítico (Est. III.1 e III.2).

Por fim, os gnaisses leucocráticos tendem a constituir bandas e/ou níveis lenticulares com textura granítica e/ou pegmatítica intercalados nas fácies meso-melanocráticas (Est. III.3 e III.4), apesar de também ocorrerem em veios subconcordantes e discordantes (Est. I.2 e II.4). Apresentam, em geral, um fabric interno isotrópico de origem tipicamente ígnea e composição quartzo-feldspática. No entanto, alguns destes corpos estão dobrados e/ou possuem uma foliação bem definida sugerindo que a deformação se prolongou para além do início da migmatização. As fases acessórias mais comuns são a moscovite, a biotite e, ocasionalmente, a turmalina e a granada.

O bandado gnáissico-migmatítico, conferido pela alternância de níveis de cor clara, intermédia e escura, é a estrutura dominante neste complexo (Est. IV.1). Tem direcção N-S, inclinação geralmente elevada (próximo de 90°) com mergulho para este e adquire um carácter protomilonítico a milonítico nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Orós (ZCO) (Est. IV.2). Contudo, em muitos afloramentos, verifica-se que o bandado migmatítico está intensamente dobrado (Est. IV.3 e IV.4). As dobras mesoscópicas podem ser mais ou menos abertas, simétricas ou assimétricas (tipo “S” e “Z”) e apresentam superfícies axiais paralelas à foliação regional e eixos verticais.

Com o aumento da intensidade da deformação, as dobras são completamente transpostas pela foliação regional (Est. V.1), embora, em muitos casos, fiquem preservadas dobras intrafoliais (Est. I.3 e I.4).

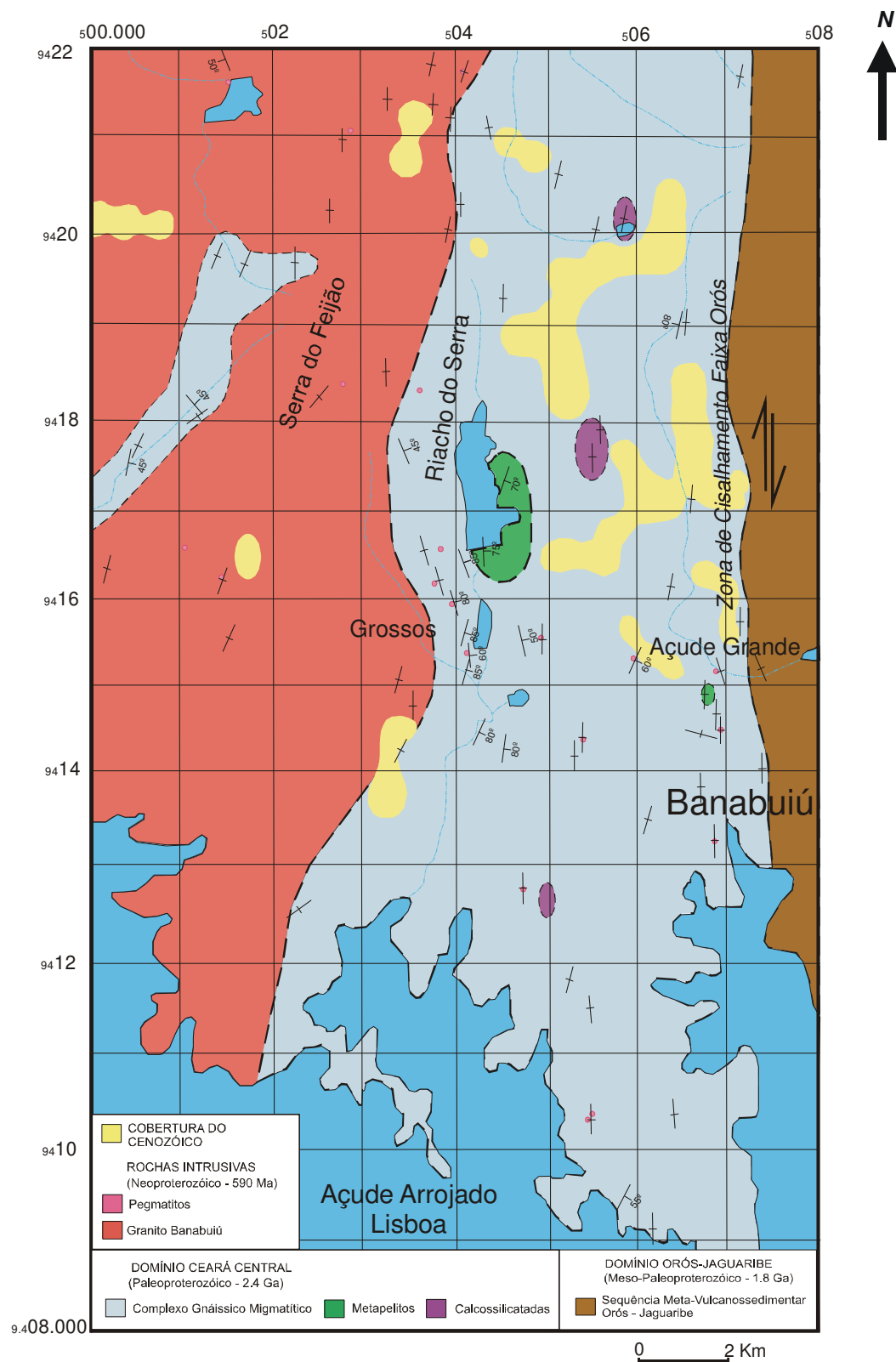


Figura III.1 – Mapa geológico simplificado da região de Banabuiú.



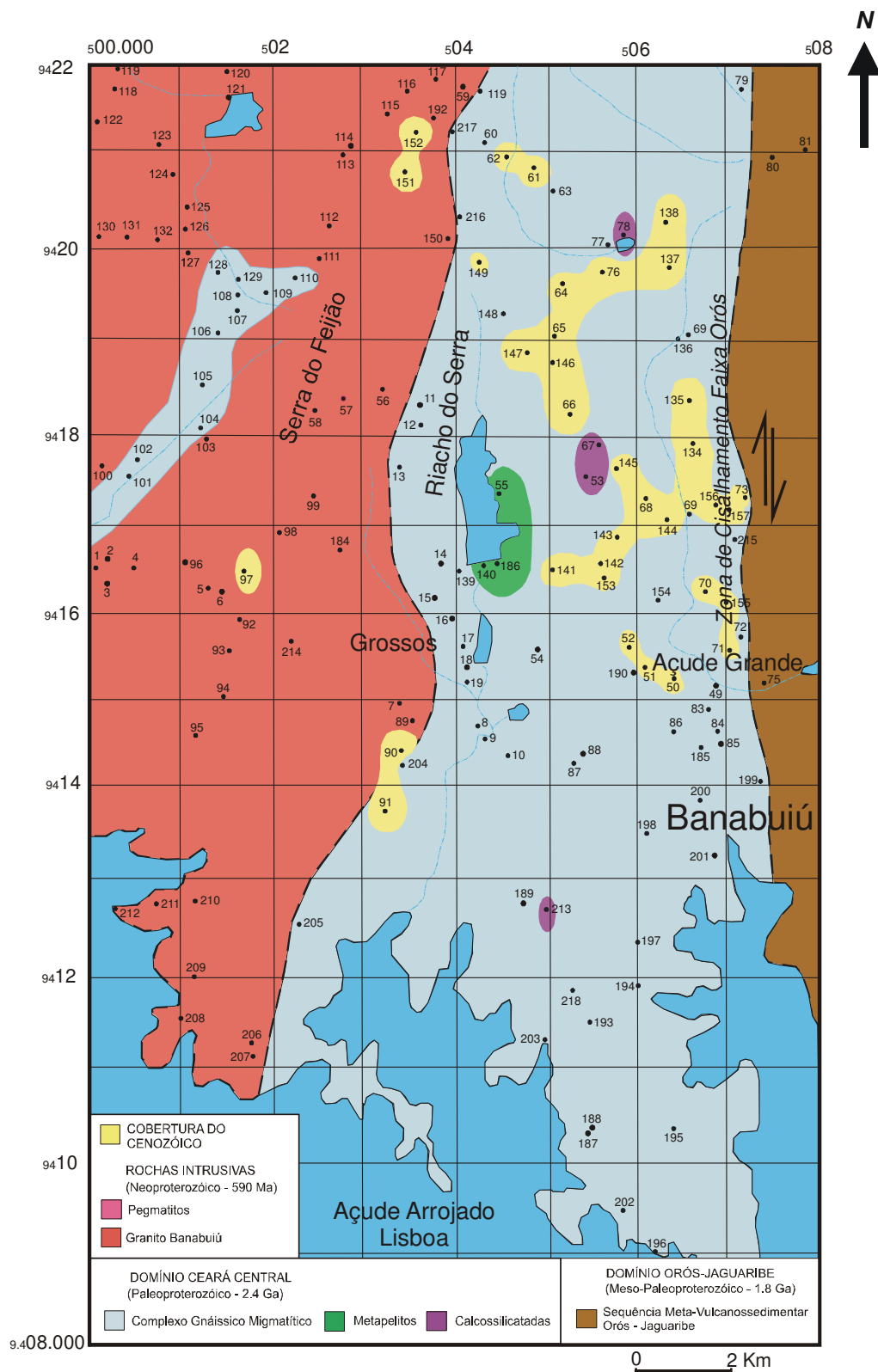
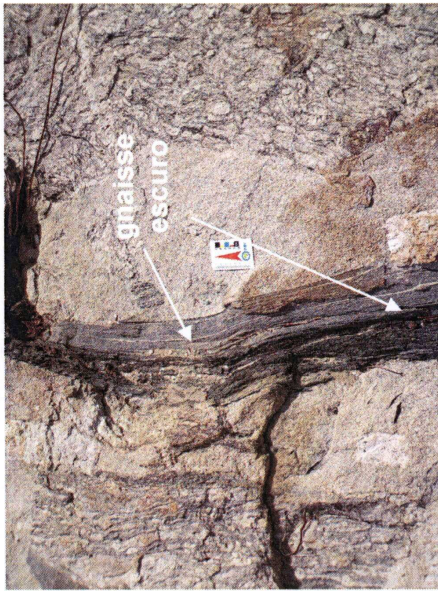


Figura III.2 – Mapa geológico simplificado da região de Banabuiú mostrando a localização dos pontos de amostragem.





## ESTAMPA I



Est.I.1: Bandas de gnaiss escuro constituídas por finos leitos micáceos com textura xistosa (amostra MI 105 E).



Est.I.2: Gnaiss escuro e veio leucocrático. O gnaiss escuro contém algum material quartzo-feldspático (amostra MI 185).



Est.I.3: Gnaiss escuro mostrando deformação heterogênea (amostra MI 185 A2).

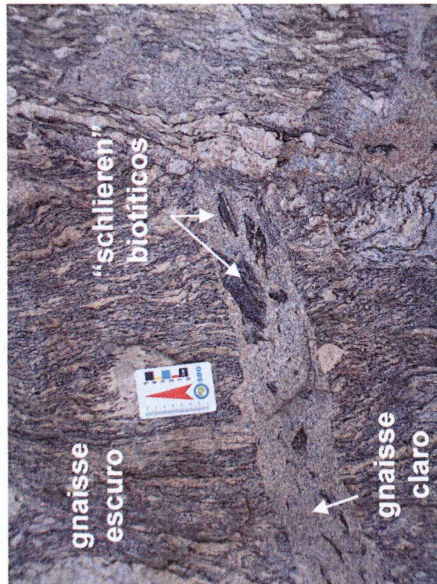


Est.I.4: Dobras do tipo "S" em gnaiss escuro (amostra MI 54).

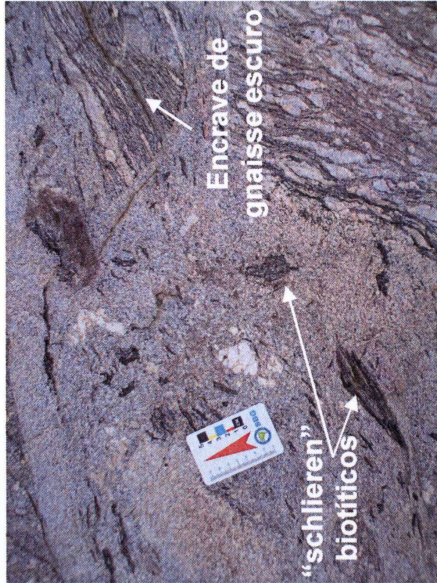




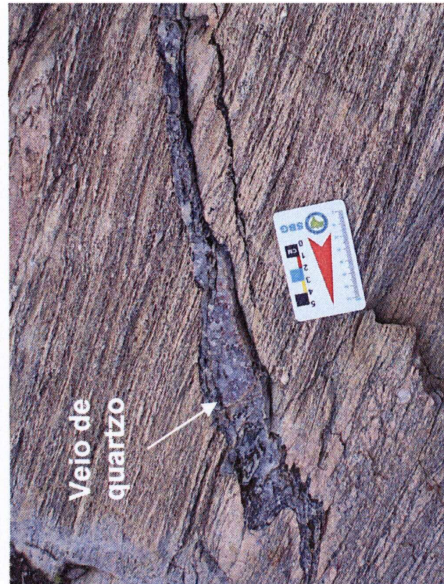
## ESTAMPA II



Est.II.1: Enclaves de gnaisse escuro e “schlieren” biotíticos em veios discordantes de gnaisse claro (amostra MI 105 A).



Est.II.2: “Schlieren” biotíticos e enclaves de gnaisses escuros em gnaisses leucocráticos (amostra MI 105).



Est.II.3: Gnaiss de cor intermédia cortado por veio de quartzo (amostras MI 69 e MI 69 A).



Est.II.4: Veio leucocrático deformado em gnaisse de cor intermédia (amostra MI 86).

Est. II – Complexo Gnaissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).





### ESTAMPA III



Est. III.1: Gnaisses homogêneos de cor intermédia e veios pegmatíticos (amostra MI 216).



Est. III.2: Gnaisse homogêneo de cor intermédia atravessado por veios pegmatíticos (amostra MI 216).



Est. III.3: Níveis lenticulares de gnaisses leucocráticos com textura granítica e/ou pegmatítica (amostra MI 69).



Est. III.4: Bandas de gnaisses claros pegmatíticos, intercaladas nas fácies meso-melanocráticas (amostra MI 86).

Est. III – Complexo Gnáissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).





## ESTAMPA IV



Est.IV.1: Aspecto geral do bandado migmatítico conferido pela alternância de níveis de cor clara, intermédia e escura (amostra MI 86).



Est.IV.2: "Fabrica" miloníticos nos diatexitos do DCC (amostra MI 199).



Est.IV.3: Bandado migmatítico dobrado (amostra MI 199).



Est.IV.4: Dobras complexas em diatexitos (amostra MI 202).

Est. IV – Complexo Gnáissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).





As lineações minerais e de estiramento, quando presentes, estão dispostas sobre o plano da foliação e apresentam direcção N-S com baixo ângulo de mergulho para sul ou para norte. A sua disposição parece reflectir os esforços resultantes do movimento transcorrente dextro que ocorreu ao longo do acidente que marca o limite entre os Domínios do Ceará Central e de Orós-Jaguaribe.

Com base no conjunto de observações realizadas, é possível concluir que o Complexo Gnáissico Migmatítico foi afectado por, pelo menos, duas fases de deformação: uma que deu origem ao bandado migmatítico e outra, posterior, que o dobrou. Assim, o clímax do metamorfismo regional e as condições para o início da fusão parcial das litologias férteis da crosta deverão ter sido atingidos durante a primeira fase embora possam ter perdurado durante a segunda. A última fase está nitidamente relacionada com a zona de cisalhamento dúctil de Orós (ZCO), mas as relações entre a primeira fase e o acidente não são claras, pois as evidências de campo não permitiram determinar quando é que o cisalhamento entrou em funcionamento.

Por outro lado, os processos de migmatização que afectaram as diferentes litologias do complexo gnáissico do DCC parecem ter sido tão intensos que todas as estruturas prévias (estratificação e/ou xistosidade) foram destruídas e/ou re-homogeneizadas texturalmente. Este tipo de migmatitos é normalmente incluído no grupo dos diatexitos que são rochas geradas por altas taxas de fusão em que as proporções de fundido dominam claramente sobre a fracção sólida residual (restito) (e.g. Milord *et al.*, 2001). Em termos reológicos, os diatexitos comportam-se como fundidos e não como sólidos, o que faz com que o fluxo magmático possa ocorrer, obliterando as anisotropias anteriores (Brown, 1973; Sawyer, 1999).

### III.2. ROCHAS METASSEDIMENTARES DO DCC

Embora os diatexitos constituam a maior parte do encaixante metamórfico da área estudada, identificaram-se vários retalhos metassedimentares descontínuos de natureza siliciclástica e/ou calco-silicatada no interior do complexo gnáissico migmatítico (Fig. III.1).

A sequência siliciclástica aflora ao longo de uma faixa relativamente estreita no sector central da região e está profundamente meteorizada. É formada por uma alternância de metapelitos, metagrauvaques e quartzitos, nos quais se intercalam finos veios félsicos de espessura centimétrica, com composição quartzo-feldspática (Est. V.2).

A presença de veios félsicos de origem ígnea (leucossomas) indica que os metassedimentos também sofreram migmatização. No entanto, os volumes de material quartzo-feldspático são pequenos e o bandado migmatítico não apagou totalmente as estruturas prévias (estratificação e/ou xistosidade), o que leva a classificar este conjunto de rochas como metatexitos. Segundo Milord *et al.* (2001), os metatexitos correspondem a migmatitos, produzidos por baixos graus de fusão parcial, em que a separação entre fundido (leucossoma) e resíduo refractário (melanossoma) é quase perfeita. Nos metatexitos do DCC, os melanossomas estão representados por finas bandas de cor muito escura que tendem a ocorrer nas margens dos veios de leucossoma. O seu conteúdo em biotite é claramente superior ao do hospedeiro metassedimentar.

Os domínios pelíticos e grauvacóides exibem uma xistosidade muito penetrativa, N-S, sub-vertical, definida pelo alinhamento dos filossilicatos (biotite e moscovite) e estão localmente dobrados (Est. V.3). As dobras, com superfícies axiais paralelas à foliação regional e eixos verticais, também afectam os veios de leucossoma (Est. V.4), sugerindo que as condições de anatexia crustal foram atingidas antes da tectónica transcorrente provocada pela movimentação da zona de cisalhamento de Orós (ZCO).

Na região em investigação, existem ainda pequenas manchas dispersas de rochas calco-silicatadas interestratificadas com quartzitos. Estas litologias possuem granularidade muito fina, coloração acinzentada a cinza azulada e bandado milimétrico, concordante com as estruturas regionais.

### **III.3. GRANITO BANABUIÚ (GB)**

O granito da Banabuiú constitui um maciço alongado segundo as estruturas regionais e ocupa a parte oeste da área (Fig. III.1). A fácies dominante apresenta textura de grão médio a fino, aspecto bastante homogéneo e uma associação mineralógica composta por quartzo, plagioclase, feldspato potássico e proporções semelhantes de biotite e moscovite (Est. VI.1). Frequentemente, observam-se “schlieren” biotíticos e encraves angulosos dos diatexitos encaixantes dispersos na rocha (Est. VI.1 e VI.2).

O desenvolvimento de uma foliação de fluxo magmático de direcção N-S nos bordos oriental e ocidental do maciço sugere que a sua instalação tenha sido controlada pela zona de cisalhamento de Orós (ZCO), embora a ausência de sinais de deformação no estado sólido e o carácter anguloso dos xenólitos de encaixante

pareçam indicar uma intrusão relativamente tardia do corpo granítico, i.e. tardi-cinemática.

Contudo, não pode excluir-se a hipótese do granito se ter instalado durante a tectónica transcorrente e ter sido afectado, pelo menos em parte, pela deformação, uma vez que é possível que os gnaisses mesocráticos homogéneos que afloram nas zonas de contacto com o complexo gnáissico migmatítico correspondam a uma fácies de bordadura do granito de Banabuiú.

De qualquer forma, tanto as características mineralógicas do granito como a sua estreita associação com os migmatitos diatexíticos apoiam uma derivação anatética, por fusão parcial, em grande escala, de protólitos metassedimentares hidratados semelhantes aos encontrados no DCC.

O maciço de Banabuiú é cortado por numerosos filões de quartzo, aplito e pegmatito com espessura e extensão variáveis, que nalguns casos, se intersectam mutuamente (Est. VI.3). As fracturas tardias têm orientação preferencial NE-SW, vertical.

Estão actualmente em funcionamento algumas pedreiras de dimensão média em que se explora o granito para o comércio nacional e internacional de rochas ornamentais e de revestimento (Est. VI.4). Apesar das semelhanças petrográficas, o granito recebe denominações comerciais distintas dependendo da pedreira onde é extraído, tais como: “Branco Banabuiú” e “Branco Astro”. Também é usado como matéria-prima para a pavimentação do próprio município de Banabuiú e/ou regiões adjacentes ou como agregados para a construção civil.

#### **III.4. PEGMATITOS**

Na área de trabalho identificaram-se duas grandes classes de pegmatitos: (a) homogéneos, desprovidos de zonamento e (b) heterogéneos, com diferenciação interna em zonas mineralogicamente distintas. Os pegmatitos instalados no granito são geralmente homogéneos (Est. VI.3), enquanto nas rochas encaixantes (gnaisse, metassedimentos e rochas calco-silicatadas) ocorrem os dois tipos.

Os pegmatitos homogéneos só raramente são mineralizados. Têm texturas de granularidade grosseira a muito grosseira, espessuras variáveis (1 - 70 cm) e são compostos essencialmente por quartzo, feldspato e moscovite. A turmalina negra (afrisite) e a granada podem estar presentes como fases acessórias (Est VII.1).

No granito de Banabuiú, observam-se frequentemente intersecções entre veios pegmatíticos, sugerindo que a actividade hidrotermal foi prolongada e deu origem a

várias gerações de filões. Alguns destes veios foram afectados por fracturas tardias N75°, verticais, com sentido de movimentação esquerda, que também estão preenchidas por material quartzo-feldspático (Est. VII.2).

Os pegmatitos associados ao complexo gnáissico-migmatítico podem ser homogéneos ou heterogéneos, concordantes ou discordantes. Como foi referido anteriormente, parte destes corpos parecem ter sido gerados em íntima relação com os processos de migmatização e correspondem a leucossomas.

No entanto, os pegmatitos heterogéneos de maior expressão (pontos de amostragem 187, 189, 218; Fig. III.2) exibem contactos bruscos e intrusivos com o encaixante e truncam obliquamente a foliação (Est. VII.3). A associação mineralógica principal é composta por feldspato potássico, albite, quartzo, moscovite, turmalina e, por vezes, granada. O zonamento é normalmente incompleto com limites pouco nítidos entre zonas marginais, intermédias e axiais.

As zonas marginais estão, em muitos casos, enriquecidas em cristais bem desenvolvidos de moscovite dispostos em “livros” e podem mostrar uma forte turmalinização que se estende às rochas metassedimentares adjacentes. A zona intermédia é constituída por cristais de feldspato de grandes dimensões, moscovite e quartzo, acompanhados por um cortejo variado de minerais acessórios (e.g. turmalina, apatite, berilo, columbo-tantalite, espodumena, amblygonite). Na zona axial predomina o quartzo que tende a ocorrer em “bolsões” descontínuos, não chegando a originar núcleos bem individualizados.

Três destes pegmatitos heterogéneos, com orientações variando entre N50°, 50° NW (187 e 189) e N20°, vertical (218) estão presentemente em exploração para obtenção de espécimes minerais gemológicos (turmalina rósea, azul, verde e bicolor). Outras utilizações incluem a extracção de feldspatos e quartzo para a indústria cerâmica, de vidros, esmaltes e refratários e de micas para a manufactura de peças e equipamentos para a indústria eléctrica/electrónica. O processo de lavra destes corpos é executado por métodos de garimpagem em condições precárias e rudimentares.

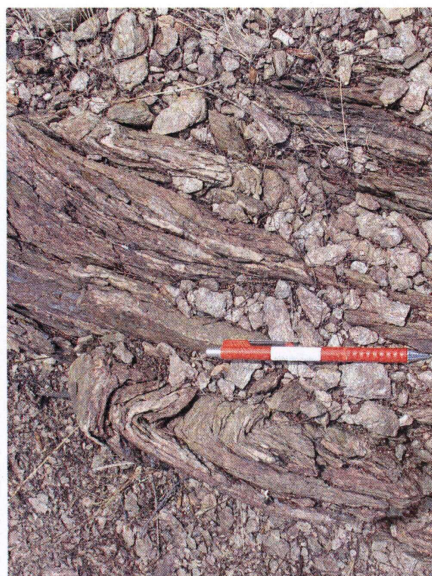
### **III.5. DOMÍNIO ORÓS-JAGUARIBE (DOJ)**

A Zona de Cisalhamento Orós marca o limite entre o Domínio Ceará Central (DCC), a oeste, e o Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ), a este (Fig. III.1). No extremo oriental da área em investigação, aflora uma estreita faixa metavulcanossedimentar do DOJ, constituída essencialmente por metapelitos com intercalações quartzíticas (Est VII.4).

## ESTAMPA V



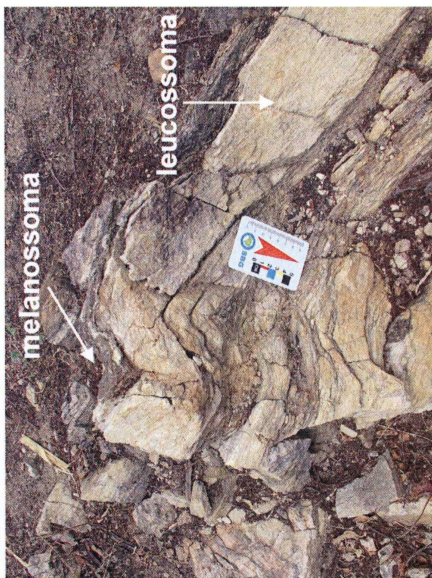
Est.V.1: Bandado migmatítico dobrado e transposto pela foliação regional em diatexito (amostra MI 86).



Est.V.3: Dobras de tipo "Z" e eixo vertical em níveis pelíticos e grauavacóides dos metatexitos do DCC (amostra MI 140).



Est.V.2: Veios de leucossoma nos metatexitos do DCC (amostra MI 140).



Est.V.4: Veios de leucossoma afectados por dobramento (amostra MI 140).

Est. V – Diatexitos e Metatexitos do Domínio Ceará Central (DCC).





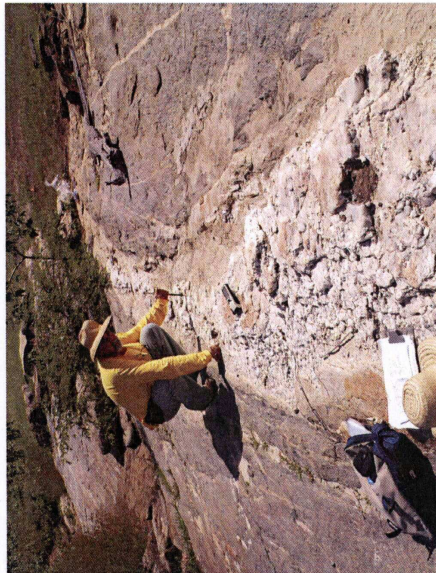
## ESTAMPA VI



Est.VI.1: Granito Banabuiú com “shlieren” biotíticos (amostra MI 184).



Est.VI.2: Encraves angulosos de gnaiss no granito Banabuiú (amostra MI 96).



Est.VI.3: Corpo pegmatítico homogêneo intruído no granito Banabuiú (amostra MI 96).



Est.VI.4: Frente de lava no granito Banabuiú (amostra MI 184).

Est. VI – Granito Banabuiú (GB).





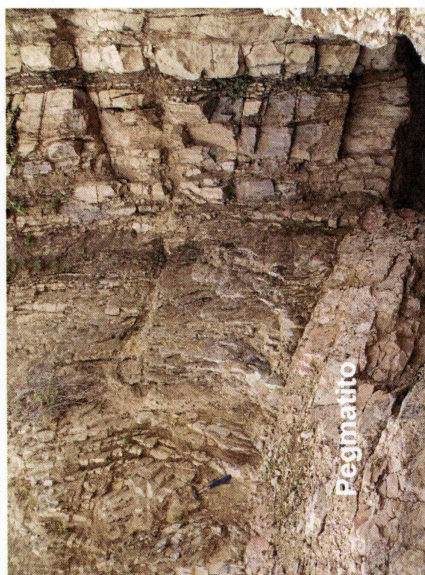
## ESTAMPA VII



Est.VII.1: Pormenor de um pegmatito homogêneo com granada (amostra MI 96).



Est.VII.2: Veio pegmatítico fraturado com sentido de movimentação esquerda (amostra MI 02).



Est.VII.3: Corpo pegmatítico heterogêneo definindo contacto brusco e intrusivo com o encaixante (amostra MI 189).



Est.VII.4: Intercalações de xistos e quartzitos em rochas da Faixa Orós Jaguaribe.

Est. VII – Pegmatitos e Metassedimentos do Domínio Orós Jaguaribe (DOJ).



A série pelítica está representada por filádios e micaxistos de tonalidades variando de cinza a acastanhado, com pontuações de minerais opacos bem desenvolvidos. À escala macroscópica, é possível identificar as seguintes associações mineralógicas nestas litologias: (1) moscovite + biotite + quartzo + plagioclase + opacos, (2) moscovite + biotite + quartzo + plagioclase + opacos + granada, (3) moscovite + biotite + quartzo + plagioclase + opacos ± granada + estauroлите. A textura pode ser afanítica ou fanerítica, quase sempre lepidogranoblástica, com uma anisotropia planar bem marcada. A xistosidade mais penetrativa tem orientação N-S, subvertical, paralela às estruturas regionais e é definida pelo alinhamento de palhetas de moscovite e biotite (Est. VII.4). As intercalações quartzíticas são compostas essencialmente por quartzo e moscovite.

### **III.6. COBERTURA CENOZÓICA**

Todas as unidades descritas nas secções anteriores podem estar parcialmente cobertas por depósitos recentes datados do Cenozóico (Fig. III.1). Estes depósitos são predominantemente constituídos por areias quartzosas, esbranquiçadas a amareladas, de granularidade fina a grosseira, interestratificadas com níveis de seixos bem retrabalhados.



## CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA

Durante o levantamento geológico da região de Banabuiú foram colhidas amostras representativas das diferentes unidades aflorantes na área. Mostra-se na Figura III.2, a localização dos pontos de amostragem. Neste capítulo sintetizam-se as principais características petrográficas dos diferentes litótipos identificados no Domínio Ceará Central (DCC). O estudo realizado incidiu em lâminas delgadas e/ou polidas de 33 amostras de diatexitos, 5 amostras de metatexitos (4 amostras de metapelitos e 1 amostra de rocha calco-silicatada) e 7 amostras do granito Banabuiú. Para complementar a informação obtida, foram ainda analisadas 2 lâminas delgadas das rochas metassedimentares da Faixa Orós-Jaguaribe.

### IV.1. COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO DO DCC

Como se referiu no capítulo anterior, o complexo gnáissico-migmatítico do DCC é constituído essencialmente por diatexitos, os quais foram subdivididos em três grandes grupos com base em critérios de campo: (1) diatexitos de cor escura; (2) diatexitos de cor intermédia e (3) diatexitos de cor clara.

Os **diatexitos escuros** apresentam uma grande diversidade tanto textural como mineralógica. O tamanho de grão varia de fino a médio e as texturas de lepidoblásticas a lepidogranoblásticas. As fácies mais melanocráticas deste grupo (am. 83D, 88, 105E, 188A, 218) têm composições metapelíticas e distinguem-se das restantes pelo seu elevado conteúdo em micas (biotite  $\pm$  moscovite) e pequenas proporções de quartzo e feldspato. Mostram uma anisotropia planar bem marcada conferida pelo alinhamento preferencial dos filossilicatos (Est. VIII.1). As fases acessórias mais comuns são a turmalina, a granada, os opacos, a apatite e o zircão.

A biotite tem cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege ( $\alpha$ ) e o castanho-escuro ( $\gamma$  e  $\beta$ ), extinção recta e cores de polarização de segunda ordem. Regra geral, ocorre em cristais lamelares (dimensões máximas de 2 mm), orientados segundo a xistosidade, mas também pode dispôr-se oblíquamente à foliação. Só muito raramente mostra indícios de cloritização.

A moscovite é bastante abundante nalgumas destas amostras. Surge em palhetas incolores, de dimensões inferiores a 1.5 mm e hábito subédrico que tendem a estar alinhadas, contribuindo para a melhor definição da textura anisotrópica. Esporadicamente, observam-se secções de moscovite oblíquas à foliação. Apresenta extinção recta tipicamente mosqueada, sinal de alongamento positivo e cores de polarização de 2ª ordem.

O quartzo, quando presente, ocorre em leitos alongados de espessura milimétrica e aspecto em “fita”, intercalados entre as bandas micáceas. Estes níveis podem ser constituídos por um mosaico equigranular de diminutos grãos de quartzo, evidenciando recristalização dinâmica (Est. VIII.2), ou por cristais estirados, mais desenvolvidos, com dimensões máximas de cerca de 2 mm, hábito xenomórfico a subidiomórfico, extinção ondulante e subgranulação (Est. VIII.3).

Nestas rochas, encontram-se frequentemente porfiroblastos de turmalina e/ou de granada. A turmalina apresenta forma euédrica a subédrica, dimensões máximas de aproximadamente 3 mm, pleocroísmo forte ( $\omega$  – castanho esverdeado e  $\epsilon$ - incolor) e parece ter crescido estaticamente sobre a xistosidade (Est. VIII.4). Em contrapartida, os porfiroblastos de granada não excedem os 2 mm de dimensão e estão envolvidos pela foliação, sugerindo uma blastese precoce desta fase mineral.

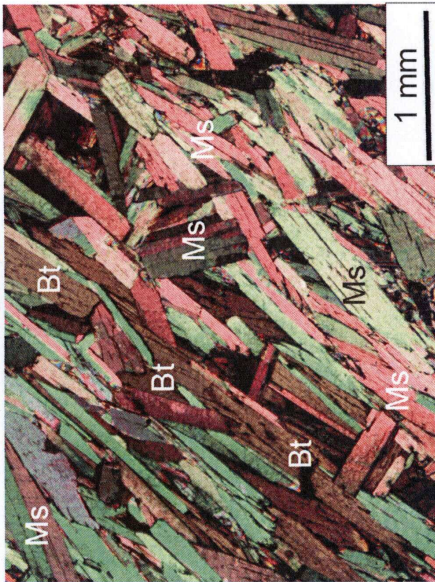
Os opacos estão normalmente associados aos filossilicatos. A apatite forma cristais euédricos a subédricos, incolores, de relevo alto, cores de polarização cinzentos de 1ª ordem e também tende a relacionar-se espacialmente com a biotite e a moscovite. O zircão aparece preferencialmente em inclusões na biotite rodeado por halos pleocróicos. É incolor, idiomórfico, tem relevo alto e cores de polarização de 3ª ordem.

Nas fácies menos pelíticas do grupo dos diatexitos escuros (am. 105B, 105F, 148C, 148G, 185A2, 186B), as texturas são sempre lepidogranoblásticas. As bandas ricas em micas (biotite  $\pm$  moscovite) têm características semelhantes às descritas anteriormente, enquanto os leitos granoblásticos contêm, além de quartzo, proporções variáveis de feldspato (plagioclase e/ou feldspato potássico) e cordierite (?).

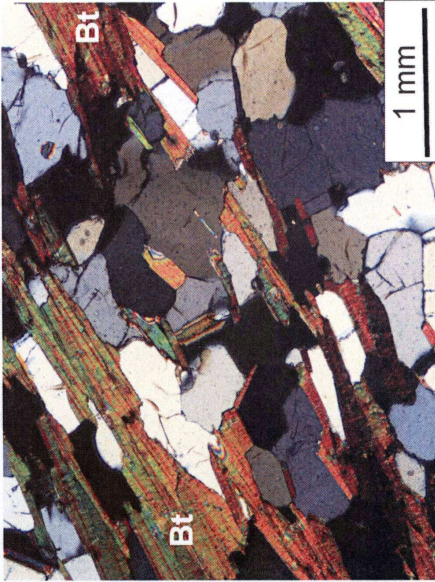
Tanto a plagioclase como o feldspato potássico formam cristais grandes, xenomórficos a subidiomórficos, com dimensões máximas de 4 mm, contornados pela foliação (Est. IX.1). Estes grãos parecem representar “porfiroclastos”, gerados antes de se ter desenvolvido a xistosidade. Em muitos casos, os porfiroclastos mostram sinais de deformação no estado sólido e bordos de recristalização, particularmente nas faces alongadas paralelamente à foliação (Est. IX.1).



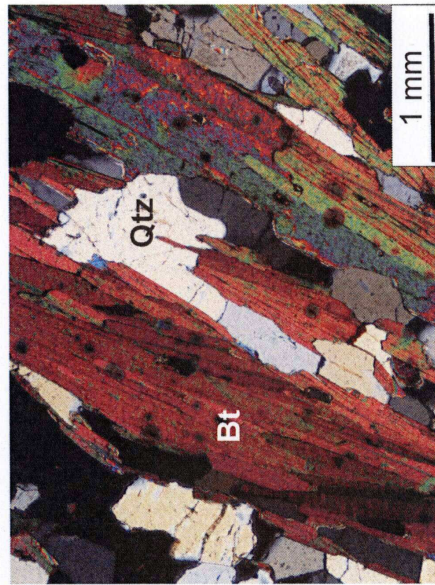
ESTAMPA VIII



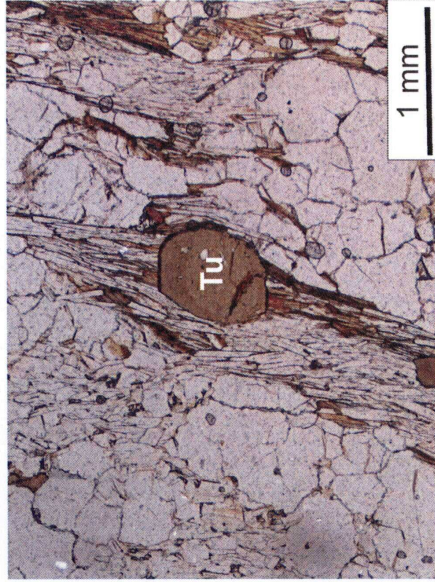
Est.VIII.1: Diatexito escuro mostrando foliação bem marcada definida pela orientação dos filossilicatos (moscovite-Ms, biotite-Bt) (amostra MI 88).



Est.VIII.2: Mosaico equigranular de grãos de quartzo em diatexito escuro (biotite-Bt) (amostra MI 105 E).



Est.VIII.3: Grãos estirados de quartzo definindo "fittas" (quartzo-Qtz, biotite-Bt) (amostra MI 105 E).



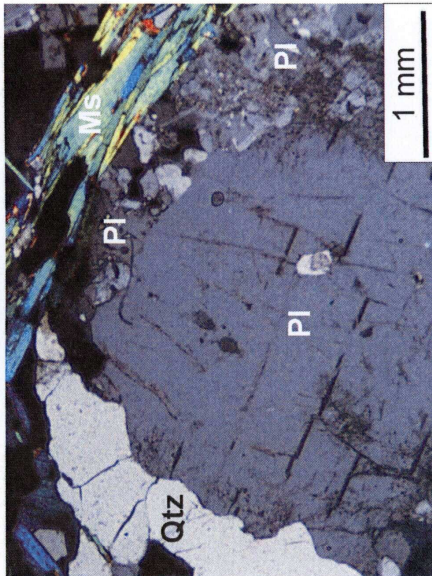
Est.VIII.4: Grão de turmalina a truncar a foliação (turmalina-Tu) (amostra MI 186 B).

Est. VIII – Diatexitos escuros do Complexo Gnaissico Migmatítico do Domínio Ceará Central (DCC).





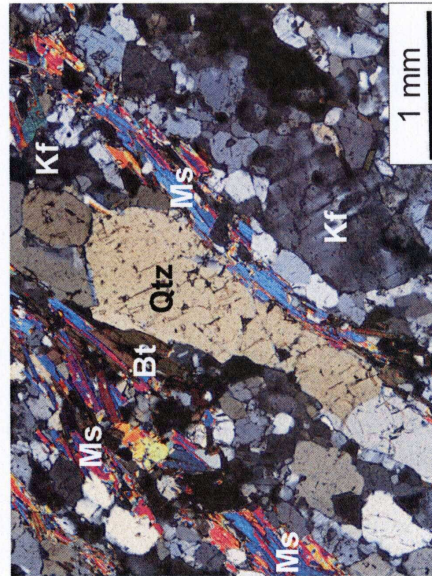
## ESTAMPA IX



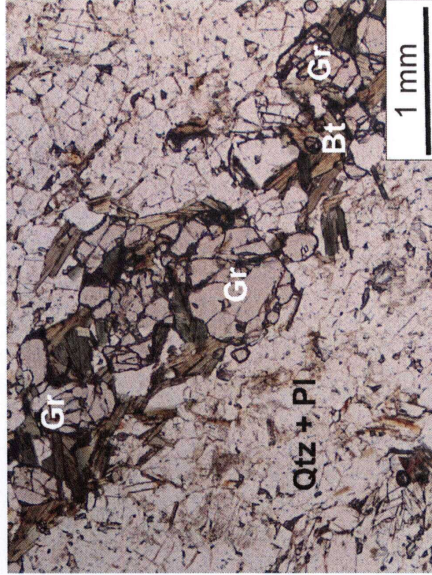
Est. IX.1: Porfiroclasto de plagioclase com bordo de recristalização em diatexito escuro (moscovite-Ms, plagioclase-Pl, quartzo-Qtz) (amostra MI 185 A2).



Est. IX.2: Agregados granoblásticos equigranulares de quartzo, plagioclase e feldspato potássico em diatexito escuro (amostra MI 185 A2).



Est. IX.3: Diatexito intermediário com textura granolepidoblástica e deformação heterogênea (moscovite-Ms, quartzo-Qtz, biotite-Bt, feldspato potássico-Kf) (amostra MI 86 D).



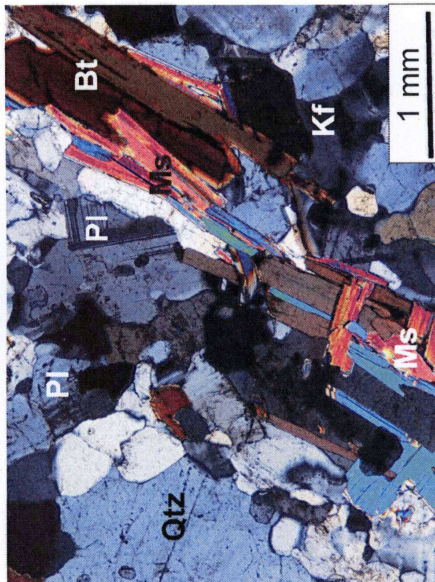
Est. IX.4: Grãos anédricos de granada em diatexito heterogêneo de cor intermediária (granada-Gr, plagioclase-Pl, quartzo-Qtz, biotite-Bt) (amostra MI 86 D).

Est. IX – Diatexitos escuros e diatexitos heterogêneos de cor intermediária do Domínio Ceará Central (DCC).

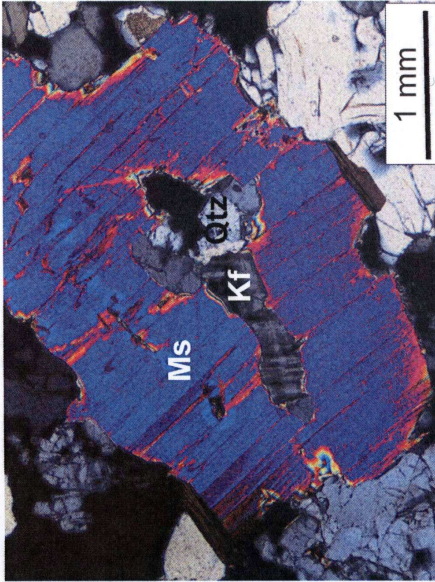




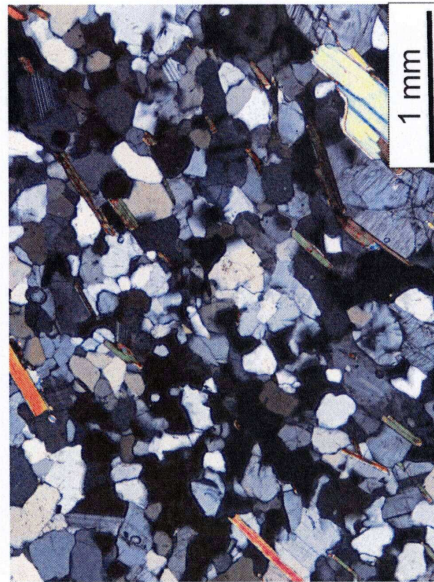
ESTAMPA X



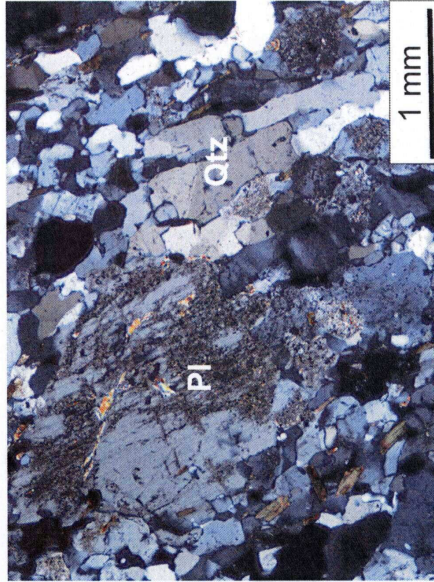
Est.X.1: Diatexito homogêneo de cor intermédia com textura ígnea (moscovite-Ms, biotite-Bt, feldspato potássico-Fk, plagioclase-Pl, quartzo-Qtz) (amostra MI 216 C).



Est.X.2: Inclusões de feldspato potássico e quartzo em secção discordante de moscovite (moscovite-Ms, quartzo-Qtz, feldspato potássico-Fk) (amostra MI 93).



Est.X.3: Diatexito claro composto por agregados granoblásticos equigranulares de quartzo, feldspato potássico e plagioclase (amostra MI 110 A).



Est.X.4: Porfiroclasto de plagioclase e grãos estirados de quartzo em diatexito claro (plagioclase-Pl, quartzo-Qtz) (amostra MI 185 B1).

Est. X – Diatexitos homogêneos de cor intermédia e diatexitos claros do Domínio Ceará Central (DCC).



Nos contactos entre os grãos de feldspato potássico e plagioclase, observam-se pontualmente intercrescimentos entre plagioclase e quartzo vermicular – mirmequites. Ambos os feldspatos ocorrem ainda, conjuntamente com o quartzo, em agregados granoblásticos sob a forma de pequenos grãos anédricos resultantes da recristalização dinâmica dos porfiroclastos pré-cinemáticos (Est. IX.2). A presença de plagioclase e de feldspato potássico nestes domínios sugere que a deformação se deu em condições de elevada temperatura ( $\approx 700^\circ \text{C}$ ).

A maioria dos cristais de plagioclase apresenta a macla polissintética da albite, por vezes combinada com a de Carlsbad. O zonamento óptico é normalmente pouco marcado e a sua composição varia de oligoclase-andesina a albite. O feldspato alcalino pode estar presente sob a forma de ortose ou de microclina. A microclina exhibe a macla axadrezada típica, com nitidez variável e, tal como a ortose, é habitualmente micropertítica com vénulas de albite. Os cristais de maiores dimensões contêm, esporadicamente, inclusões de quartzo e plagioclase.

Nas bandas quartzo-feldspáticas detectaram-se ainda alguns cristais incolores, anédricos a subédricos, com baixo índice de refração e desprovidos de macla, que não foi possível identificar opticamente embora pareçam corresponder a cordierite.

Os ***diatexitos heterogéneos de cor intermédia*** (am. 69, 69A, 86C, 86D, 148E, 185A1) mostram fortes semelhanças mineralógicas e texturais com os litótipos menos pelíticos dos diatexitos escuros, distinguindo-se destes pelo aumento acentuado das quantidades modais de quartzo e feldspato e diminuição dos teores em micas. São rochas com textura granolepidoblástica bandada, grande heterogeneidade granulométrica, constituídas essencialmente por quartzo, plagioclase, feldspato potássico, biotite e moscovite. A granada, os opacos, a apatite e o zircão estão presentes como fases acessórias.

O bandado gnáissico é definido pela alternância de níveis micáceos de espessura inferior a 1 mm com níveis mais largos de composição quartzo-feldspática (1-4 mm). No interior destas bandas, tanto os filossilicatos (biotite e moscovite) como os feldspatos e o quartzo deformado estão orientados segundo uma direcção preferencial sendo responsáveis pela foliação observada, que é nestas rochas muito penetrativa, mesmo à escala microscópica.

A biotite e a moscovite estão presentes em proporções sensivelmente idênticas e ocorrem, em geral, sob a forma de pequenas palhetas subidiomórficas ( $\approx 1 \text{ mm}$ ), com a clivagem (001) alinhada paralelamente à xistosidade, evidenciando o carácter

sin-cinemático de ambas. A mica branca surge ainda em cristais mais pequenos de origem secundária a substituir a plagioclase e/ou o feldspato alcalino. Os opacos, a apatite e o zircão estão normalmente associados aos cristais de biotite.

Os porfiroclastos de plagioclase, feldspato potássico e quartzo são abundantes e chegam a atingir os 4 mm de comprimento (Est. IX.3). Constituem cristais de hábito subédrico a anédrico, contornados pela foliação e mostram sinais de recristalização dinâmica de intensidade variável, documentada pelo desenvolvimento de agregados granoblásticos equigranulares de novos grãos. A plagioclase (oligoclase) apresenta normalmente a macla da albite e zonamento pouco definido enquanto o feldspato potássico exhibe a macla em xadrez da microclina e carácter micropertítico.

Nas amostras 86C e 86D, identificaram-se ainda pequenos cristais anédricos de granada (0.25-0.5 mm), quer nos finos leitos micáceos, quer dispersos nas bandas quartzo-feldspáticas (Est. IX.4).

Os ***gnaisse homogéneos de cor intermédia*** constituem um litótipo peculiar na área estudada. Só foram encontrados nas áreas de contacto entre os diatexitos do DCC e o granito de Banabuiú ou no interior da própria mancha granítica (am. 60, 92, 93B, 216C, 217B). Apresentam uma textura com aspecto ígneo, alotriomórfica a hipidiomórfica, seriada, de grão fino a médio e uma associação mineralógica composta por quartzo, feldspato potássico (microclina pertítica), plagioclase (oligoclase), moscovite, biotite, apatite, zircão e opacos (Est. X.1).

Muitos dos cristais lamelares de moscovite e de biotite estão orientados e definem uma foliação relativamente penetrativa, concordante com as estruturas regionais. No entanto, nunca se chega a desenvolver um bandado gnáissico, sugerindo que estas rochas possam corresponder a uma fácies deformada do granito de Banabuiú.

Para além de ocorrer em associação com a biotite, a moscovite forma cristais de maiores dimensões ( $\approx 2$  mm), sem qualquer orientação preferencial, que podem incluir feldspato potássico, plagioclase e quartzo (Est. X.2). A microclina está presente quer sob a forma de microfenocristais subédricos com 4 mm de comprimento máximo mostrando, por vezes, a macla de Carlsbad, quer em grãos anédricos intersticiais. Os cristais de maiores dimensões contêm frequentemente inclusões de plagioclase, quartzo e biotite.

A plagioclase é predominantemente anédrica, sem grandes evidências de deformação e exhibe a geminação polissintética da albite. O quartzo é anédrico, com extinção ondulante e dimensões muito variáveis, desde 0.25 mm a cerca de 2 mm. Os

indícios de recristalização metamórfica nestas litologias são ténues, o que leva a considerar a hipótese de não serem diatexitos. O fabric anisotrópico observado parece, por isso, indicar que o granito de Banabuiú foi afectado pela deformação durante a sua instalação devendo ser classificado como sin-cinemático.

Os **diatexitos claros** (am. 69B1; 69B2, 83B, 86B, 105C, 110A, 185B1) e os leucossomas associados aos metatexitos (am. 140C, 140E) apresentam texturas granolepidobásticas de granularidade fina a média, fortemente recristalizadas.

Tal como os termos escuros e intermédios, os gnaisses claros têm um fabric anisotrópico bem marcado mas, neste caso, as bandas quartzo-feldspáticas são claramente dominantes. Contêm quartzo, feldspato potássico (microclina) e plagioclase como constituintes essenciais e moscovite, biotite, apatite, zircão e opacos como acessórios. Contudo, observam-se variações significativas de composição mineralógica, sobretudo no que se refere às relações feldspato potássico / plagioclase e moscovite / biotite.

Nestas rochas, os dois tipos de mica estão presentes em proporções muito baixas e a moscovite é, em geral, mais abundante do que a biotite embora algumas amostras tenham apenas biotite (am. 185B1). A xistosidade está definida pela orientação preferencial dos minerais micáceos que contornam os porfiroclastos mais antigos de feldspato, sempre que estes estão presentes.

As porções quartzo-feldspáticas dos gnaisses leucocráticos evidenciam um acentuado grau de recristalização dinâmica que se traduz no desenvolvimento de agregados granoblásticos equigranulares de pequenos grãos xenomórficos a subidiomórficos de quartzo, plagioclase e feldspato alcalino (Est. X.3). Algumas amostras (am. 105C, 140C e 140E) mostram composições trondjemíticas devido ao claro predomínio de plagioclase sobre o feldspato potássico enquanto outras contêm proporções sensivelmente idênticas dos dois feldspatos e composições graníticas.

Para além dos domínios recristalizados que chegam a ocupar a quase totalidade da rocha (am. 110A), podem existir porfiroclastos de feldspato potássico (microclina e/ou ortose) e de plagioclase (oligoclase) em quantidades modais extremamente variáveis. Ocorrem em cristais subédricos a anédricos com comprimentos até cerca de 2.5-3 mm.

O quartzo é geralmente xenomórfico, com dimensões variando de 0.25 mm a 1 mm, embora também constitua cristais subidiomórficos alongados, dispostos paralelamente à foliação (Est. X.4). À semelhança do que acontece com os restantes diatexitos, as fases acessórios mais comuns são a apatite, o zircão e os minerais



opacos. Na amostra 110A, detectaram-se ainda pequenos grãos de granada dispersos na matriz.

## **IV.2. CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA DOS DIATEXITOS DO DCC**

Durante a realização deste trabalho não foram determinadas as análises modais das amostras colhidas na região em estudo. No entanto, o diagrama normativo Or-Ab-An, proposto originalmente por O'Connor (1965) e modificado posteriormente por Barker (1979), tem sido muito utilizado na classificação de rochas plutónicas félsicas, por permitir uma separação efectiva de tonalitos, trondjemitos, granodioritos e granitos. Com efeito, em comparação com a análise modal, o cálculo normativo parece fornecer uma estimativa mais realista das proporções de feldspato potássico e plagioclase, em particular nos casos em que solução sólida entre os componentes sódico e potássico é importante. Além disso, este diagrama pode ser usado em rochas deformadas e metamorfizadas, desde que não haja evidências de metassomatismo, para caracterizar a sua tipologia.

Por estas razões, determinaram-se as normas CIPW dos diatexitos de cor clara e intermédia do DCC (Anexo 8) e procedeu-se à sua projecção no diagrama de Barker (1979) (Fig. IV.1). Os diatexitos melanocráticos não foram projectados no diagrama devido às elevadas proporções de material pelítico.

Com base nos resultados obtidos, verifica-se que a maioria dos diatexitos de cor clara e intermédia do DCC se projectam no domínio dos granitos, com excepção de três amostras dos gnaisses leucocráticos que revelam afinidades trondjemíticas. O seu carácter trondjemítico está de acordo com a análise petrográfica e deve-se ao franco predomínio de plagioclase sobre o feldspato alcalino nestas litologias.

Apesar de não poder aplicar-se a estas amostras o sistema de classificação recomendado pela Subcomissão para a Sistemática das Rochas Ígneas da União Internacional de Geociências (IUGS) devido à ausência de análises modais, projectaram-se os valores das % volumétricas de quartzo, plagioclase e feldspato alcalino obtidos a partir do cálculo da norma CIPW no diagrama triangular QAP para efeitos de comparação (Fig. IV.2).

No diagrama QAP, os gnaisses claros e intermédios do DCC caem maioritariamente no campo dos granitos (monzogranitos e sienogranitos) confirmando a classificação anterior. Como seria de esperar pela sua mineralogia, as três amostras de trondjemitos classificam-se como granodioritos no diagrama de Streckeisen.

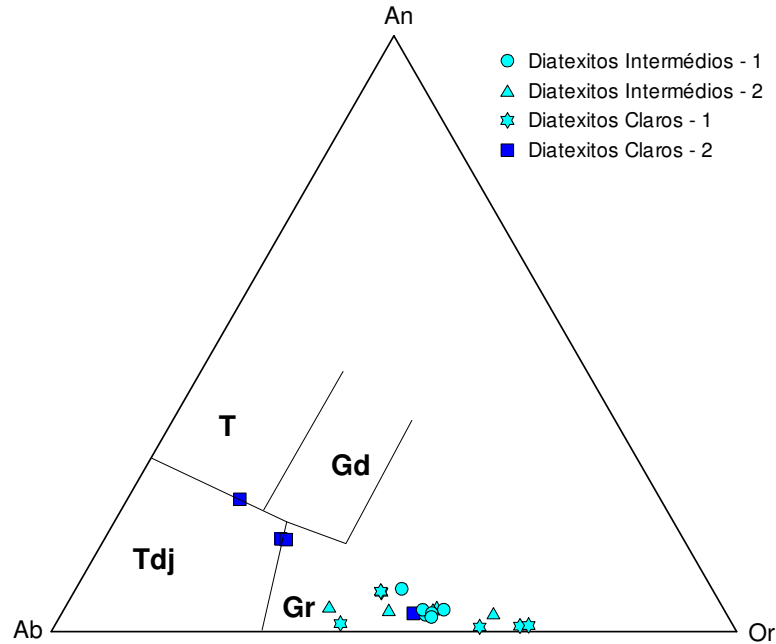


Figura IV.1 – Classificação dos diatexitos do DCC no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979). T- tonalitos; Gd – granodioritos; Tdj – trondjemitos; Gr – granitos.

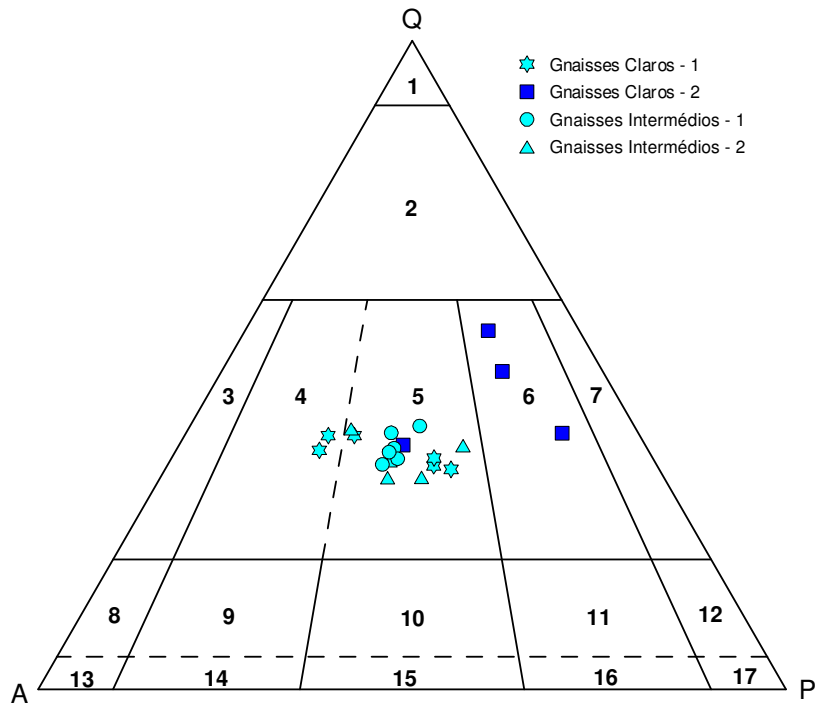


Figura IV.2 – Projecção dos gnaisses do DCC no diagrama QAP (Le Bas e Streckeisen, 1991). Q – quartzo, A – feldspato alcalino, P – plagioclase. Campos: 1 – quartzolito; 2 – granitóide rico em quartzo; 3 – granito com feldspato alcalino; 4 – sienogranito; 5 – monzogranito; 6 – granodiorito; 7 – tonalito; 8 – quartzo-sienito com feldspato alcalino; 9 – quartzo-sienito; 10 – quartzo-monzonito; 11 – quartzo-monzodiorito / quartzo-monzogabro; 12 – quartzo-diorito/quartzo-gabro; 13 – sienito com feldspato alcalino; 14 – sienito; 15 – monzonito; 16 – monzodiorito/monzogabro; 17 – diorito / gabro.

### **IV.3. METASSEDIMENTOS DO DCC**

Como se mencionou no capítulo III, foram cartografados vários retalhos metassedimentares de natureza siliciclástica e/ou calco-silicatada no interior do complexo gnáissico migmatítico do DCC (Fig. III.1).

A sequência siliciclástica aflora ao longo de uma faixa relativamente estreita no sector central da região e é composta por uma alternância de metapelitos, metagrauvaques e quartzitos, nos quais se intercalam finos veios de leucossomas, indicando que estes materiais também foram afectados por migmatização. A descrição petrográfica das amostras de leucossomas (am. 140C e 140E) foi feita em conjunto com os diatexitos claros devido às fortes semelhanças texturais e mineralógicas entre estes litótipos.

#### **IV.3.1. Rochas siliciclásticas**

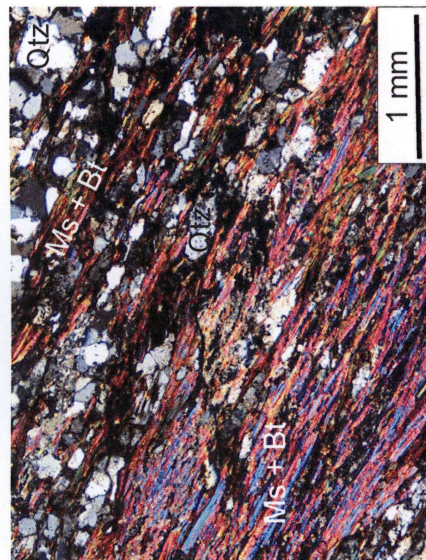
As rochas metapelíticas e metapsamíticas do DCC (am. 140A, 140B, 140D, 140F) apresentam texturas lepidoblásticas a lepidogranoblásticas de grão médio a fino e contêm quartzo, biotite, moscovite e plagioclase como constituintes principais (Est. XI.1 e XI.2). Os opacos, a cordierite (?), a apatite e o zircão estão presentes em quantidades acessórias. A xistosidade é conferida pela orientação preferencial das palhetas subidiomórficas dos filossilicatos (biotite + moscovite) cujas dimensões não ultrapassam os 0.75 mm.

O quartzo ocorre, em geral, em agregados policristalinos sob a forma de pequenos grãos xenomórficos de dimensões muito variáveis (0.1 a 0.5 mm), embora também surja em cristais estirados, mais desenvolvidos ( $\approx 1$  mm), dispostos em “fitas”. Nos níveis metapsamíticos, a plagioclase constitui pequenos porfiroclastos de bordos irregulares, com comprimento máximo de 1.5 mm. Os porfiroclastos estão frequentemente sericitizados e são contornados pela foliação. A plagioclase também pode estar presente em pequenos grãos xenomórficos no interior dos leitos granoblásticos.

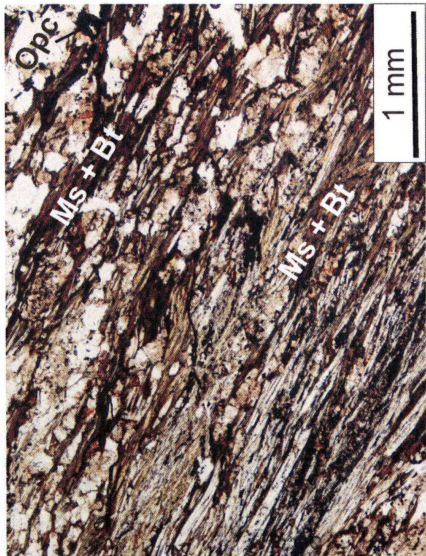
Os opacos aparecem tanto em cristais de hábito prismático como em minúsculos grãos xenomórficos que originam uma poalha dispersa pela rocha. A apatite e o zircão tendem a ocorrer como inclusões na biotite.

Finalmente, os leitos quartzíticos intercalados nesta sequência apresentam texturas granoblásticas, formadas por um mosaico equigranular, poligonal, de grãos de quartzo.

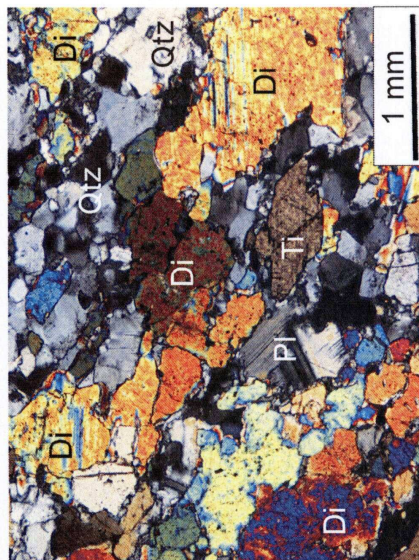
## ESTAMPA XI



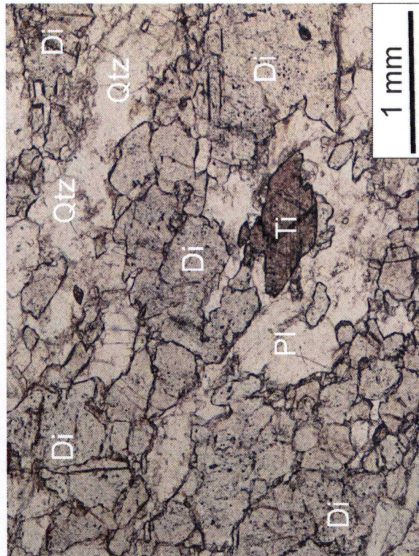
Est. XI.1: Textura lepidogranoblástica nas rochas metassedimentares do DCC, nicóis cruzados (moscovite-Ms, biotite-Bt, quartzo-Qtz) (amostra MI 140 D).



Est. XI.2: Aspecto da fotografia anterior em nicóis paralelos, mostrando a distribuição dos minerais opacos nestas litologias (moscovite-Ms, biotite-Bt, quartzo-Qtz, minerais opacos-Opc) (amostra MI 140 D).



Est. XI.3: Rocha calcossilicatada com textura granoblástica inequigranular, nicóis cruzados (diopsídio-Di, quartzo-Qtz, plagioclase-Pl, titanita-Ti) (amostra MI 67).



Est. XI.4: Aspecto da fotografia anterior em nicóis paralelos (diopsídio-Di, quartzo-Qtz, plagioclase-Pl, titanita-Ti) (amostra MI 67).

Est. XI – Rochas siliciclásticas e calcossilicatadas do Domínio Ceará Central (DCC).



#### IV.3.2. Rochas calco-silicatadas

Estes litótipos (Am. 67 e 189) apresentam uma granularidade muito fina, coloração acinzentada e textura variando de granoblástica inequigranular a nematoblástica. A associação mineralógica principal é composta por quartzo + clinopiroxena (diópsido) + feldspato (plagioclase / feldspato potássico) + biotite + titanite + epídoto + zircão + apatite + opacos (Est. XI.3 e XI.4).

Na amostra 189 observa-se um fino bandado composicional definido pela alternância de leitos quartzíticos com níveis ricos em clinopiroxena e plagioclase, enquanto a amostra 67 é constituída essencialmente por cristais de diópsido, dispersos numa matriz quartzo-feldspática xenomórfica.

Os cristais de diópsido são incolores, anédricos, com dimensões máximas até 2 mm e podem mostrar uma leve orientação preferencial, conferindo às rochas uma textura nematoblástica. Apresentam alongamento positivo, ângulo de extinção de 40°, cores de polarização de 2ª ordem e figura de interferência biaxial positiva com 2V alto.

A plagioclase ocorre sob a forma de pequenos cristais xenomórficos (0.5-1 mm) intensamente sericitizados, com a geminação polissintética característica. A biotite, titanite e epídoto estão presentes como fases acessórias. A biotite tem cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege ( $\alpha$ ) e o castanho ( $\gamma$  e  $\beta$ ), extinção recta e cores de polarização de segunda ordem. Regra geral, constitui cristais lamelares (dimensões máximas de 1 mm), orientados segundo a xistosidade. A apatite e o zircão tendem a aparecer inclusos nesta fase mineral.

A titanite surge em grãos anédricos e subédricos, de dimensões inferiores a 0.5 mm, cor bege, contornos muito escuros devido ao seu alto relevo e birrefringência elevada. O epídoto cresce sob a forma de diminutos cristais incolores (até 0.25 mm), xenomórficos, com birrefringência elevada, em associação com a plagioclase.

O quartzo, com dimensões máximas de 0.5 mm, está fortemente recrystalizado, originando mosaicos granoblásticos. O feldspato potássico (microclina) só foi identificado na matriz da amostra 67. Forma cristais xenomórficos de tamanhos diminutos (0.5 mm) e também evidencia um acentuado grau de recrystalização dinâmica.

#### IV.4. GRANITO BANABUIÚ (GB)

O granito de Banabuiú exhibe uma textura inequigranular, hipidiomórfica a alotriomórfica, de granularidade média, com excepção da amostra 93A que se distingue das restantes por mostrar grão fino. Mineralogicamente, estas rochas são

compostas por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite, moscovite, zircão, apatite e minerais opacos (Est. XII.1). A sericite e a clorite são as principais fases de alteração.

O quartzo tem carácter essencialmente intersticial. Constitui cristais anédricos, com dimensões variando entre 0.10 mm e 3 mm e mostra alguns indícios de deformação da estrutura cristalina (extinção ondulante e subgranulação). Também ocorre sob a forma de inclusões arredondadas no interior dos cristais de feldspato potássico e de plagioclase (Est. XII.2). Os grãos de feldspato potássico são anédricos e intersticiais (0.25 - 3 mm). Apresentam a macla axadrezada típica da microclina, por vezes combinada com a de Carlsbad, e texturas micro- a criptopertíticas. Pontualmente, observam-se intercrescimentos mirmequíticos nos contactos com a plagioclase (Est. XII.3). Além de quartzo, pode incluir pequenos cristais de biotite e de plagioclase embora mais raramente.

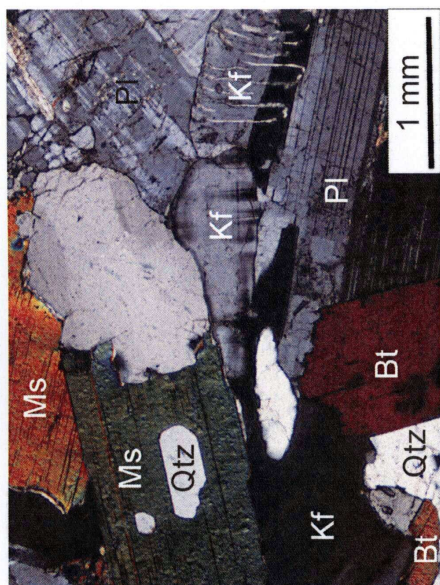
A plagioclase está frequentemente sericitizada e microfissurada. Apresenta a macla da albite e zonamento óptico muito mal marcado. As suas dimensões variam de 0.25 mm a cerca de 2.5 mm e o hábito de subédrico a anédrico. Os cristais mais alterados estão substituídos, muitas vezes, por pequenas palhetas alongadas de moscovite secundária. A biotite é a fase máfica principal nestas rochas. Tem pleocroísmo forte, variando entre o bege e castanho avermelhado, forma predominantemente subdiomórfica e dimensões máximas de 2 mm. Está frequentemente alterada para clorite, particularmente ao longo dos planos de clivagem. A clorite identifica-se pela cor verde pálida e cores de polarização baixas e/ou anómalas (azuis).

A moscovite primária ocorre, em geral, sob a forma de cristais subédricos (0.5 - 2 mm), dispersos na matriz rocha. Ocasionalmente, inclui total ou parcialmente, grãos anédricos de feldspato potássico e de quartzo. O zircão está normalmente presente em inclusões rodeadas por halos pleocróicos no interior da biotite embora também possa formar pequenos prismas idiomórficos associados aos outros constituintes minerais (Ests. XII.4). A apatite surge em pequenos cristais incolores, de relevo alto, cores de polarização cinzentos de 1ª ordem e figura de interferência uniaxial negativa e, tal como os minerais opacos, está preferencialmente relacionada com a biotite.

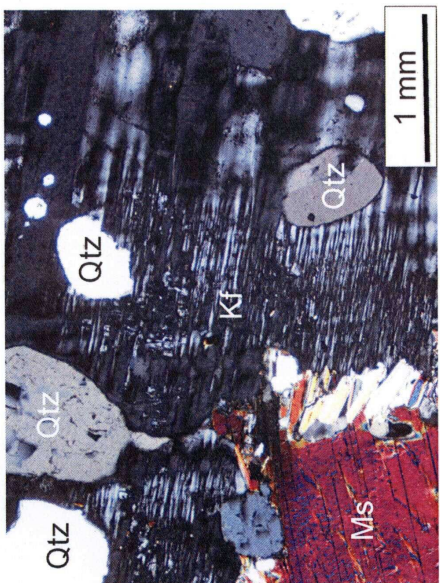
As características petrográficas do granito de Banabuiú, nomeadamente a presença dos dois tipos de mica (biotite + moscovite) em proporções semelhantes, sugerem uma derivação a partir de um magma rico em água e composição peraluminosa, gerado em condições de anatexia crustal.



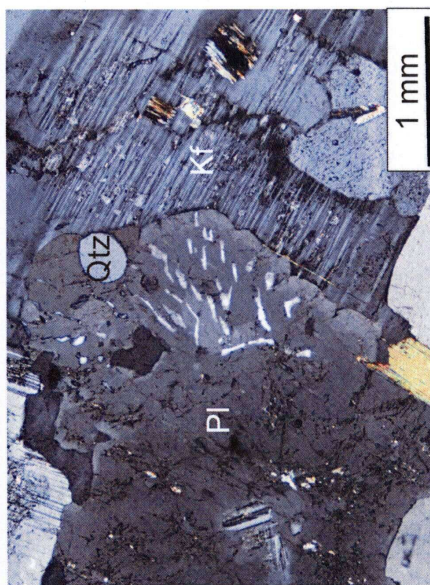
## ESTAMPA XII



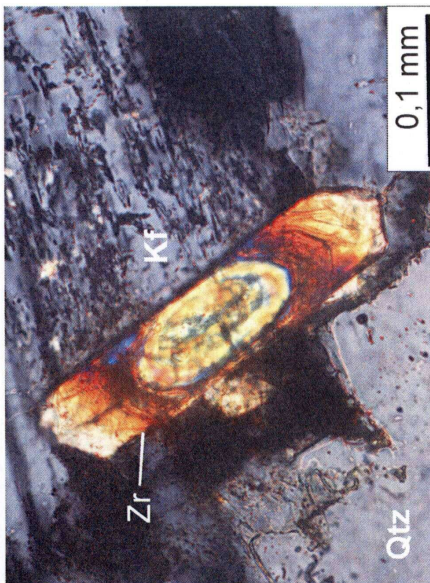
Est.XII.1: Aspecto geral do granito de Banabuiú (quartzo-Qtz, moscovite-Ms, biotite-Bt, plagioclase-Pl, feldspato potássico-Kf) (amostra 184).



Est.XII.2: Cristal de microclina com inclusões de quartzo (quartzo-Qtz, moscovite-Ms, feldspato potássico-Kf) (amostra MI 214).



Est.XII.3: Intercrescimentos mirmequíticos no contacto entre microclina e plagioclase (amostra MI 01).



Est.XII.4: Pormenor de um cristal euédrico de zircão na matriz do granito Banabuiú (amostra MI 01).

Est. XII – Granito Banabuiú (GB).





#### **IV.5. CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA DO GRANITO BANABUIÚ (GB)**

Seguindo a metodologia aplicada aos gnaisses mesocráticos e leucocráticos do DCC, projectaram-se os dados normativos das amostras do granito de Banabuiú no diagrama An-Ab-Or (Barker, 1979) e no diagrama QAP (Le Bas e Streckeisen, 1991) (Figs. IV.3 e IV.4).

No seu conjunto, as amostras analisadas classificam-se como granitos no diagrama An-Ab-Or e caem maioritariamente no campo dos monzogranitos no diagrama QAP, o que é totalmente consistente com o estudo petrográfico. Por outro lado, verifica-se que existe um elevado grau de sobreposição entre as amostras do granito de Banabuiú e dos diatexitos do DCC, apoiando a hipótese de haver uma forte relação genética entre estes litótipos.

#### **IV.6. DOMÍNIO ORÓS-JAGUARIBE (DOJ)**

O Domínio Orós-Jaguaribe é constituído por duas grandes unidades: a Faixa Orós e o Complexo Gnáissico do Bloco Jaguaretama. A primeira é formada por uma sequência rochas metavulcanossedimentares afectada por metamorfismo regional de intensidade variável, enquanto o Bloco Jaguaretama é constituído essencialmente por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica associados a rochas paraderivadas de alto grau metamórfico.

Neste capítulo, descrever-se-ão apenas, e de forma sumária, as rochas da Faixa Orós que afloram no limite oriental da área em estudo (Fig. III.1).

##### **IV.6.1. Metapelitos da Faixa Orós**

Os metapelitos da Faixa Orós estão representados por filádios e micaxistos com coloração cinza e pontuações de minerais opacos. Microscopicamente, correspondem a rochas com textura afanítica a fanerítica, quase sempre lepidogranoblástica e, regra geral, com anisotropia planar bem marcada. A associação mineralógica mais comum nestas litologias é constituída por micas brancas + quartzo + biotite + clorite + opacos.

As micas brancas são muito mais abundantes do que a biotite e aparecem sob a forma de pequenas palhetas alongadas dispostas segundo a xistosidade. A biotite contribui, conjuntamente com as micas brancas, a clorite e os minerais opacos para a definição da foliação. Tem cor castanha, pleocroísmo forte, variando entre o bege e o castanho-escuro, extinção recta e cores de polarização de segunda ordem.

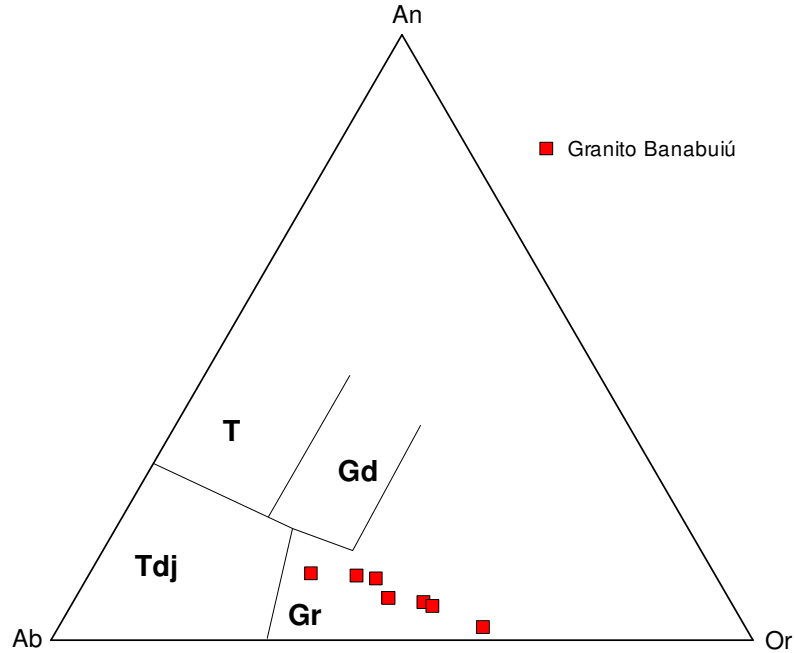


Figura IV.3 – Classificação do granito de Banabuiú no diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979). T- tonalitos; Gd – granodioritos; Tdj – trondjemitos; Gr – granitos.

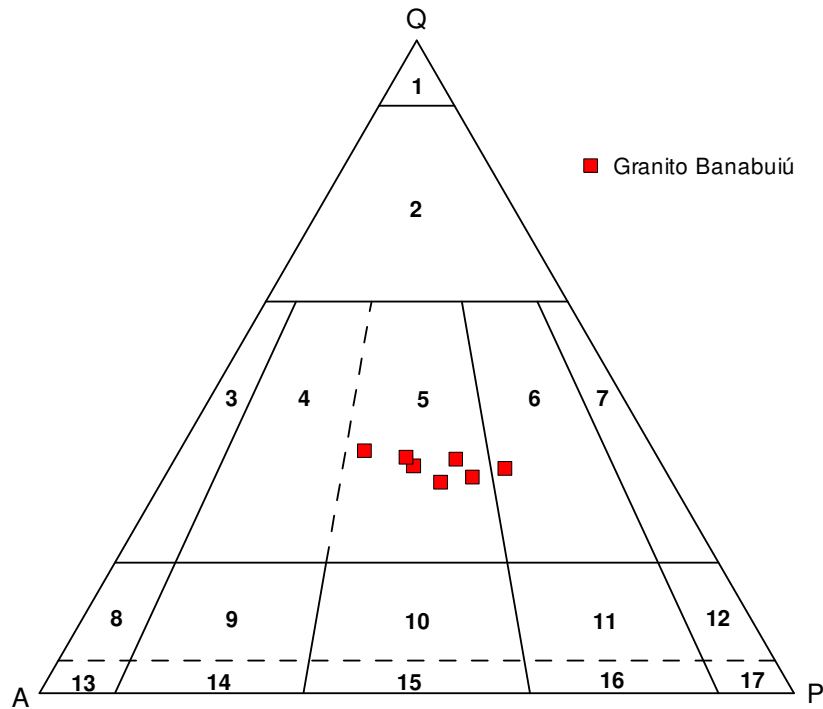


Figura IV.4 – Projeção das amostras do granito de Banabuiú no diagrama QAP (Le Bas e Streckeisen, 1991). Q – quartzo, A – feldspato alcalino, P – plagioclase. Campos: 1 – quartzolito; 2 – granitóide rico em quartzo; 3 – granito com feldspato alcalino; 4 – sienogranito; 5 – monzogranito; 6 – granodiorito; 7 – tonalito; 8 – quartzo-sienito com feldspato alcalino; 9 – quartzo-sienito; 10 – quartzo-monzonito; 11 – quartzo-monzodiorito / quartzo-monzogabro; 12 – quartzo-diorito/quartzo-gabro; 13 – sienito com feldspato alcalino; 14 – sienito; 15 – monzonito; 16 – monzodiorito/monzogabro; 17 – diorito / gabro.

A clorite forma cristais lamelares de reduzidas dimensões, que se identificam através da sua cor verde-claro, pleocroísmo fraco e cores de polarização em tons negro-azulados. Os opacos constituem pequenos cristais orientados de hábito subédrico a anédrico, mas também podem surgir como porfiroblastos com cerca de 1.5 mm de comprimento, envolvidos pela xistosidade o que sugere uma blastese precoce para estes minerais.

O quartzo ocorre em agregados policristalinos sob a forma de pequenos grãos xenomórficos, mostrando com frequência extinção ondulante e bandas de deformação. Estes agregados dispõem-se em leitos alongados, por vezes lenticulares, de espessura milimétrica entre as bandas micáceas.

#### **IV.6.2. Quartzitos**

Os níveis quartzíticos intercalados nos metapelitos da Faixa Orós apresentam uma textura isotrópica como consequência dos processos de recristalização metamórfica. São formados por um agregado poligonal de cristais de quartzo. Nos contactos entre grãos de quartzo, podem ocorrer palhetas de moscovite de dimensões diminutas que parecem definir uma leve orientação preferencial.



## CAPÍTULO V: MÉTODOS ANALÍTICOS

A investigação realizada envolveu a obtenção e tratamento de dados petrográficos, de química mineral, de geoquímica de rocha total e de isótopos (Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar). Na sua aquisição foram utilizados diferentes métodos analíticos e instrumentais em laboratórios nacionais e estrangeiros que se descrevem sumariamente nas secções subsequentes.

### V.1. PREPARAÇÃO FÍSICA DAS AMOSTRAS

Com a ajuda de uma prensa hidráulica, procedeu-se à fragmentação das amostras de rochas em pedaços com cerca de 2 cm de dimensão, que foram lavados em água corrente e transferidos para um tabuleiro para secar em estufa a 40°C. Depois de secas, as amostras passaram por um moinho de maxilas, reduzindo ainda mais seu tamanho. Seguiu-se uma fase de quarteamento e retirou-se uma amostra média representativa, com cerca de 150 gramas que foi colocada no moinho de ágata para se obter uma granulometria inferior a 200 *mesh*. O pó obtido foi dividido em três porções, a primeira, para análise geoquímica de elementos maiores e vestigiais no Activation Laboratories, no Canadá - ACTLABs, a segunda para determinação das razões isotópicas dos sistemas Sm-Nd e Rb-Sr, no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA) e a terceira parte foi armazenada. É importante realçar que durante toda a fase de preparação física foram tomados os cuidados necessários para que não houvessem quaisquer tipo de contaminações.

### V.2. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Os elementos maiores das 49 amostras colhidas foram determinados por ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) e os elementos menores e terras raras por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), nos Activation Laboratories, no Canadá. O limite de detecção é de 0,01% para todos os elementos maiores e perda ao rubro, à excepção de Ti e Mn para os quais este limite é de 0,001%. O erro analítico é, para todos os elementos, inferior a 4%.

### **V.3. PREPARAÇÃO DE LÂMINAS DELGADAS POLIDAS**

Com o auxílio de serras diamantadas e politrizes especiais foram confeccionadas 60 lâminas delgadas polidas no Laboratório de Laminação e Preparação de Amostras do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA) para estudos petrográficos e obtenção de análises de química mineral por microsonda eletrônica.

### **V.4. MICROSSONDA ELETRÔNICA**

A composição macroelementar dos diferentes constituintes minerais das rochas analisadas foi determinada por microsonda eletrônica. Trata-se de um método quantitativo e não-destrutivo que consiste em bombardear a amostra com um feixe eletrônico e comparar a intensidade da radiação emitida com a de uma substância de composição química conhecida, tomada como padrão (análise quantitativa). As análises foram obtidas em duas fases. Na primeira, utilizou-se a microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8500S do Laboratório do Instituto Geológico Mineiro (IGM) de S. Mamede Infesta (Porto), com as seguintes condições de funcionamento: potencial de aceleração de 15Kv, corrente de amostra de 10 nA, diâmetro do feixe eletrônico de 5 $\mu$ . Na segunda fase, as análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectónica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP-Brasil), com uma Microsonda JEOL, modelo JXA-8600, cujas condições instrumentais são as seguintes: potencial de aceleração de 15kv, corrente de amostra de 20nA, diâmetro do feixe eletrônico de 5  $\mu$ . Deve salientar-se que os dados adquiridos nas duas microsondas apresentam uma boa reprodutibilidade.

Na aquisição de análises quantitativas por WDS (Wavelength Disperse System), análises semi-quantitativas e espectros EDS (Energy Disperse Sytem) foram usados cinco canais e o sistema de automação Noran.

O tratamento e processamento das análises obtidas, incluindo o cálculo de fórmulas estruturais e elaboração de diagramas foi feito com recurso aos programas *Excell 2000* e *Grapher 7*.

### **V.5. ANÁLISES ISOTÓPICAS Rb-Sr E Sm-Nd por TIMS**

A metodologia usada na obtenção das razões isotópicas nos sistemas Sm-Nd e Rb-Sr inclui três fases:

- 1) Digestão ácida de amostra de rocha ou de concentrados minerais;



- 2) Separação dos elementos Rb, Sr, Sm e Nd dos demais constituintes da matriz por cromatografia iônica;
- 3) Medição das razões isotópicas por espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS).

#### V.5.1. Preparação Química das Amostras

A aquisição de análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd requer a digestão química das amostras e a separação dos elementos desejados. Todo o material usado em laboratório é previamente descontaminado com ácido nítrico a 50% e posteriormente passado por água ultrapura, Milli Q (Millipore, Bedford, MA, EUA).

O ataque químico das amostras para o sistema Rb-Sr foi realizado em recipientes de teflon, enquanto para o sistema Sm-Nd foram usados recipientes de digestão metálicos (bombas). Nos dois sistemas, a massa das amostras analisadas variou entre 0.04-0.1g. Para os casos em que foi necessário determinar a concentração de Rb e Sr por diluição isotópica, calculou-se a massa da amostra a pesar em função das características do spike combinado Rb-Sr. O spike foi adicionado durante a fase de digestão ácida da amostra.

Cada amostra foi atacada com uma mistura ácida (2ml de HF e 1ml de HNO<sub>3</sub>), levada ao aparelho de ultrassons por uma hora, e posteriormente evaporada. Ao resíduo resultante da evaporação anterior adicionou-se uma nova mistura ácida nas mesmas proporções que as da fase anterior. A solução é colocada em placa de aquecimento a 100 °C durante 3 dias. Depois de totalmente dissolvidos, os ácidos e os compostos voláteis de hexafluorossilicatos (SiF<sub>6</sub><sup>2-</sup>) formados em função da matriz silicatada são evaporados até a secura. Quando secos, adicionaram-se 10 ml de HCL 6N e a solução foi reservada de um dia para o outro. No dia seguinte, a solução foi totalmente evaporada, terminando a fase de digestão química.

As amostras para Sm-Nd foram dissolvidas em 2ml de HF e 1ml de HNO<sub>3</sub> dentro de um copo de teflon e colocadas dentro de “bombas de digestão” (Parr Instrument Company) durante 3 dias a 180°-200°C. Este processo foi realizado para permitir a dissolução completa das fases minerais resistentes ao ataque ácido. Passados os três dias, as amostras foram retiradas da bomba de digestão e abertas para evaporação total dos ácidos. Depois de evaporadas, foram adicionados 10ml de HCL 6N. Esta mistura é armazenada de um dia para o outro e mais uma vez evaporada.

Quando concluída a fase de digestão química, as amostras são dissolvidas em HCl 2,5N e introduzidas em colunas primárias. A figura V.1 representa esquematicamente o ataque ácido das amostras.

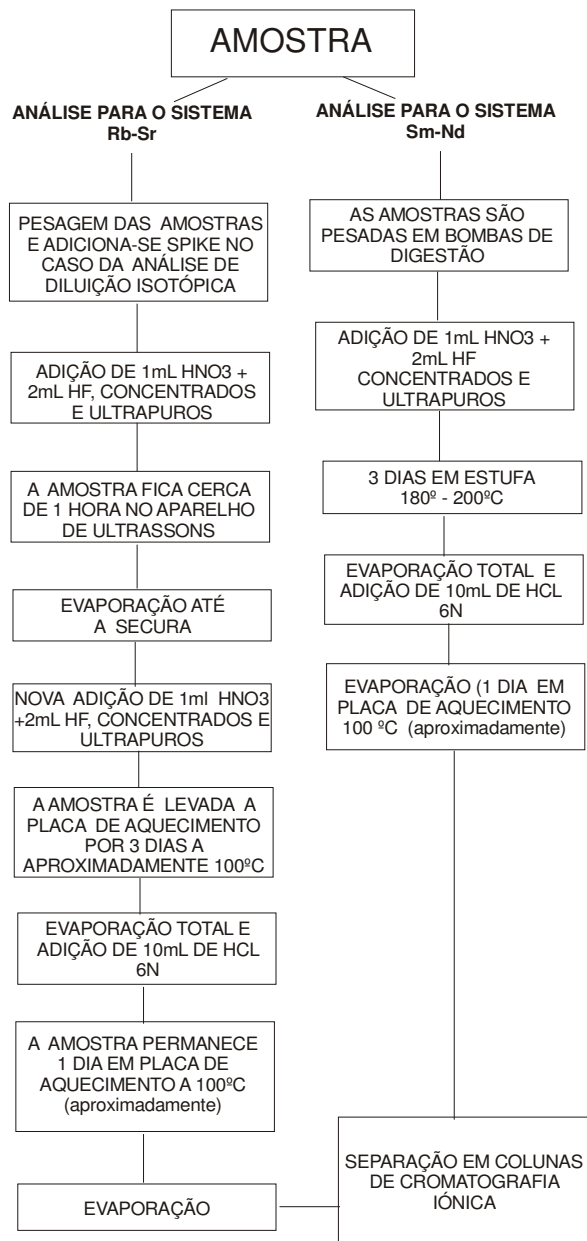


Figura V.1 – Fluxograma da metodologia usada no ataque ácido das amostras.

A separação dos elementos Rb, Sr e terras raras dos demais elementos da matriz (rocha ou mineral) é realizada por cromatografia iônica. Como já dito anteriormente, as amostras são dissolvidas em HCl 2,5N e introduzidas nas colunas

primárias. As colunas primárias são de quartzo e estão preenchidas por resina catiônica do tipo BIORAD, com granulometria 200-400 mesh, para permitir a separação dos elementos Rb, Sr e terras raras (ETR). Esta separação ocorre através de adição de ácidos de concentrações diferentes em volumes previamente estipulados. No caso do sistema Rb-Sr, as soluções contendo os dois elementos são evaporadas para serem analisadas posteriormente no espectrometro de massa.

As soluções ricas em terras raras obtidas nas colunas primárias, são passadas pelas colunas secundárias para separação do Sm e Nd. Estas colunas também de quartzo apresentam menor dimensão, e estão preenchidas por uma resina de 200 mesh. O processo de separação da coluna secundária é semelhante ao da primária mas os ácidos utilizados neste processo apresentam concentrações mais baixas. O produto resultante da separação por cromatografia é evaporado e analisado posteriormente pelo espectrômetro de massa.

A figura V.2 mostra um modelo simplificado da metodologia usada na cromatografia iônica.

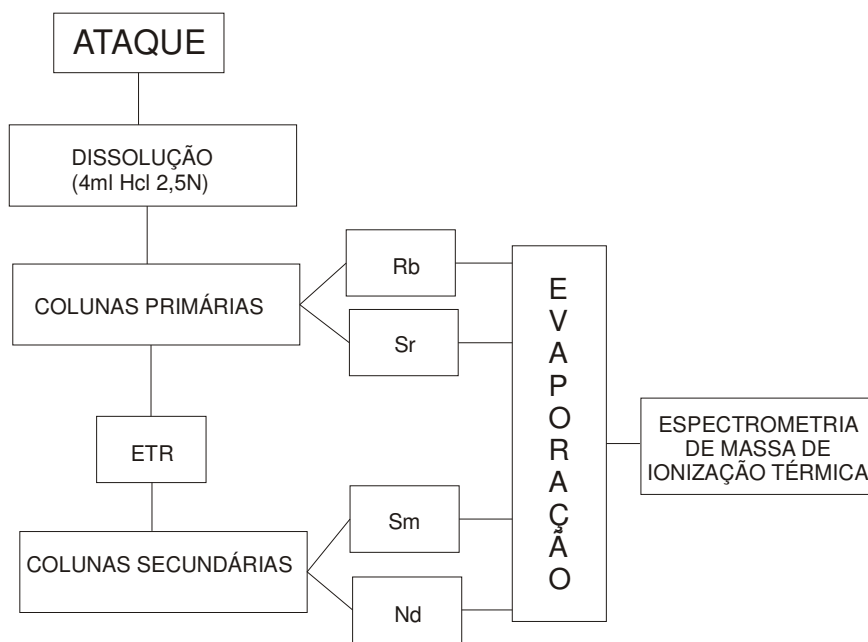


Figura V.2 – Modelo esquemático da metodologia usada na cromatografia iônica.

### V.5.2. Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica

As amostras foram analisadas em um espectrômetro de massa de ionização térmica (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry), da marca Micromass, modelo

VG Sector 54, equipado com um sistema de detectores Faraday (composto por seis coletores móveis e um central fixo) e um detector Daly. Este último tem uma sensibilidade de 100 vezes maior em relação ao amplificador de copo de Faraday, sendo extremamente útil quando os sinais de corrente de íões são fracos.

A referência utilizada nas análises de Sr foi o padrão internacional NBS 987, resultando no valor de 0,710263 (10) para um grau de confiabilidade de 95%, em 8 medições. Os dados foram normalizados para o valor de  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  de 0,1194 (Dickin, 1997). Os dados de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  nas amostras foram corrigidos segundo a lei de fraccionamento exponencial para os valores  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  e normalizados para o padrão de La Jolla (Lugmair & Carlson, 1978). Foi também analisado o padrão Jndi-1 ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115 \pm 7$ , Tanaka *et al.*, 2005), obtendo-se um valor de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512114$  (2) para um grau de confiança de 95%, em 27 medições.

Os valores das concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd, usados para o cálculo das razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  foram determinados por ICP-MS, nos Activation Laboratories. A isócrona foi calculada usando o programa informático *ISOPLOT* versão 3.00 (Ludwig, 2003), que calcula a recta de regressão com base no método dos mínimos quadrados.

## V.6. DATAÇÃO K-Ar

Os dados isotópicos de K-Ar foram obtidos no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) no Laboratório Potássio-Árgon (K-Ar) da Universidade de São Paulo (USP-Brasil). A datação K/Ar envolve a análise química de potássio (K) por via úmida e posterior leitura por fotometria de chama e a extração e leitura do árgon (Ar) por espectrometria de massa de fonte gasosa.

Este método baseia-se no decaimento radioativo de  $^{40}\text{K}$  para  $^{40}\text{Ar}^*$ . A partir da determinação da concentração de  $^{40}\text{Ar}^*$  e do teor de potássio da amostra é possível conhecer a idade de fechamento do sistema com relação à difusão do árgon. A retirada dos gases da amostra (Ar e outros) é feita em uma linha de extração/purificação de ultra-alto-vácuo, cuja etapa final consiste em isolar completamente o gás de árgon. Em seguida, determina-se a concentração do  $^{40}\text{Ar}^*$  (radiogénico), através de espectrometria de massa.

O teor de potássio é determinado por via úmida e envolve o ataque químico da amostra com ácidos e bases e a sua medição por fotometria de chama com base em padrões de calibração. No processo foi usado um fotómetro de chama B462 da

Micronal, uma linha de extração em ultra-alto-vácuo e um espectrómetro de massa de fonte gasosa do tipo Reynolds.

## V.7. SEPARAÇÃO DE MONAZITAS E ZIRCÕES

Após a análise dos dados de geoquímica de rocha total foi feita uma seleção das amostras mais apropriadas para a separação de monazitas e zircões.

As amostras selecionadas foram fragmentadas com a prensa hidráulica e passadas quatro vezes no modo mais fino do moinho de maxilas. O material resultante foi peneirado e reservou-se a fração inferior a 40 *mesh*. A fracção superior a 40 *mesh* foi passada mais duas vezes pelo moinho de maxilas e mais uma vez peneirada. Após a este processo a fracção inferior a 40 *mesh* foi lavada pelo método de decantação até saírem todas as partículas em suspensão. Depois de lavada, foi colocada em um tabuleiro e levada a um forno com uma temperatura de 70°C até secar totalmente.

Após a fase de preparação física e lavagem, a amostra foi passada pelo separador magnético, sendo este disposto na vertical sem a calha e o vibrador e forrado por papel branco. Com a ajuda de um funil de plástico tendo como base um suporte de peras de decantação passa-se a amostra. Para esta primeira passagem usa-se a amperagem no máximo e com a inclinação de 10°. Nesta passagem, os minerais mais magnéticos são separados e retirados. A porção não magnética, é passada pelo separador magnético com inclinação de 15° e retira-se a biotite. Para a colheita deste material foram confeccionadas caixas feitas de papel branco, que foram colocadas na base do separador. A fase de separação magnética foi realizada na Universidade de Coimbra.

A etapa da separação de zircões e monazitas foi realizada no Departamento de Geociências da Universidade de Oviedo (Espanha). A separação destes minerais pesados foi feita por meio de líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno). Colocou-se um pouco de bromofórmio numa pera de vidro e adicionou-se a amostra menos rica em biotite, depois acrescentou-se bromofórmio até cobrir toda a amostra não enchendo a pera totalmente. Agitou-se a amostra e esperou-se que depositasse na base da pera uma fração mais densa composta por biotite + zircão + monazite. Esta mistura deve ser filtrada por um papel filtro apoiado em um erlenmeyer. Feita a coleta, a amostra é passada pelo separador magnético com inclinação de 10° utilizando as amperagens de 0,25A – 0,5A – 1,0A e 1,6A. A fracção magnética resultante da separação com a amperagem de 1,0A é a que contém monazite e deve ser passada mais uma vez pelo separador magnético com amperagem de 0,7A. A

fração não magnética da separação a 1,6A, é a fração que contém os zircões. As frações que contém zircões e monazitas são purificados com o iodeto de metileno. Esta metodologia é ilustrada pela figura V.3.

Os zircões e monazitas obtidos neste processo foram enviados para o Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UNB-Brasil) para obtenção de idades U-Pb para o granito Banabuiú e para o soco gnáissico migmatítico do DCC. Infelizmente, devido a problemas laboratoriais não foi possível obter os dados a tempo de serem incluídos neste trabalho.

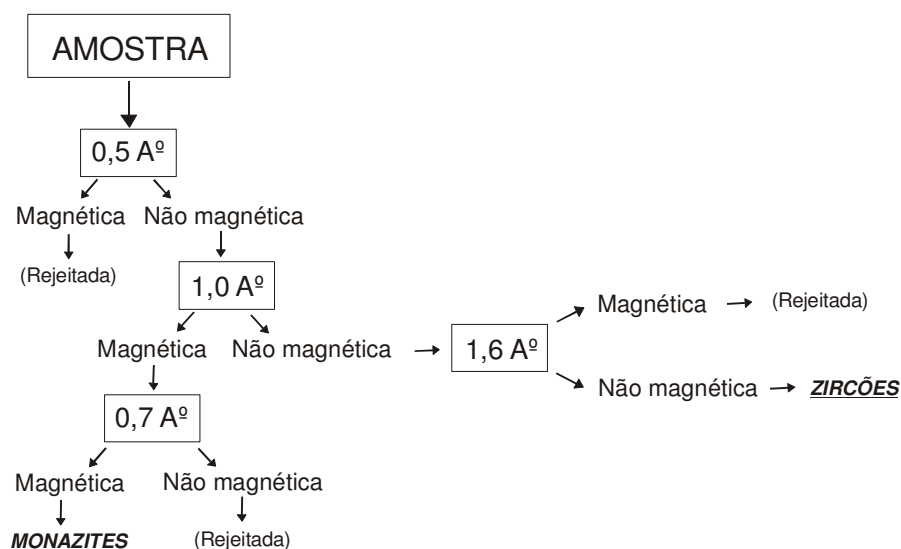


Figura V.3 – Fluxograma da metodologia empregada para a separação de monazitas e zircões por meio de separação magnética e líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno).

## CAPÍTULO VI: QUÍMICA MINERAL

Neste capítulo serão apresentados os dados de química mineral das principais fases constituintes das rochas que afloram na região de Banabuiú. As análises obtidas por microsonda eletrônica para feldspatos, micas, turmalinas e granadas assim como as respectivas fórmulas estruturais estão compiladas nos Anexos 1 a 7.

### VI.1. FELDSPATOS

Nas amostras dos diatexitos do DCC efectuaram-se 39 análises em feldspatos potássicos e 43 em plagioclases, enquanto para o granito Banabuiú se obtiveram 12 análises em feldspatos potássicos e 14 em plagioclases. As análises realizadas apresentam valores de fechamento variando entre 99% a 101% (% peso). Estes resultados encontram-se compilados no Anexo 1 e 2 (Tabelas 1.1 e 2.1)

A projecção dos dados de química mineral no diagrama ternário Ab (Albite,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) – An (Anortite,  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) - Or (ortose -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) (Fig. VI.1 e VI.2) revela um elevado grau de sobreposição composicional entre os feldspatos (feldspato potássico e plagioclase) dos diferentes tipos de gnaisses e do granito. Apesar do reduzido número de análises, a % da molécula de ortose nos feldspatos potássicos analisados mostra um intervalo de variação muito pequeno (% Or = 81-94) no conjunto de litótipos estudados, não permitindo estabelecer qualquer tipo de distinção química entre cristais “reliquia” e novos grãos formados por cristalização a partir dos fundidos magmáticos (Tabela VI.1).

As plagioclases dos diatexitos melanocráticos, mesocráticos e leucocráticos também mostram fortes semelhanças em termos de composição química. Variam entre oligoclase a oligoclase - albite (% An = 27-8) e não definem nenhum padrão de evolução regular dos termos mais máficos para os mais félsicos (Tabela VI.1, Fig. VI.1). À escala da lâmina delgada, verifica-se, contudo, que o conteúdo em molécula albitica na plagioclase dos bordos dos porfiroclastos e dos cristais dos domínios granoblásticos tende a ser ligeiramente superior ao dos núcleos dos porfiroclastos. De qualquer modo, a uniformidade composicional da plagioclase parece constituir um



paradoxo uma vez que as suas razões Ca/Na em líquidos produzidos experimentalmente, em condições de equilíbrio são geralmente inferiores às do protólito (e.g. Misch, 1968; Johannes, 1988; Jung *et al.*, 1998; Bhadra *et al.*, 2007). Segundo Bhadra *et al.* (2007), num cenário em que a velocidade de fusão excede a da difusão dos elementos (fusão em desequilíbrio), é possível que a plagioclase que precipita a partir do fundido tenha a mesma composição que a do resíduo, explicando assim os resultados encontrados.

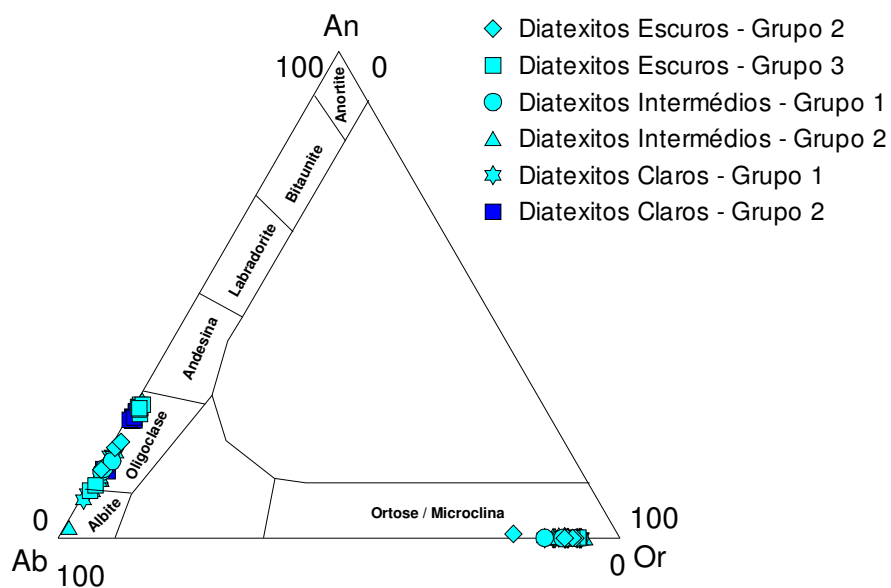


Figura VI.1 – Projeção da composição dos feldspatos dos gnaisses do DCC no diagrama Ab – An – Or.

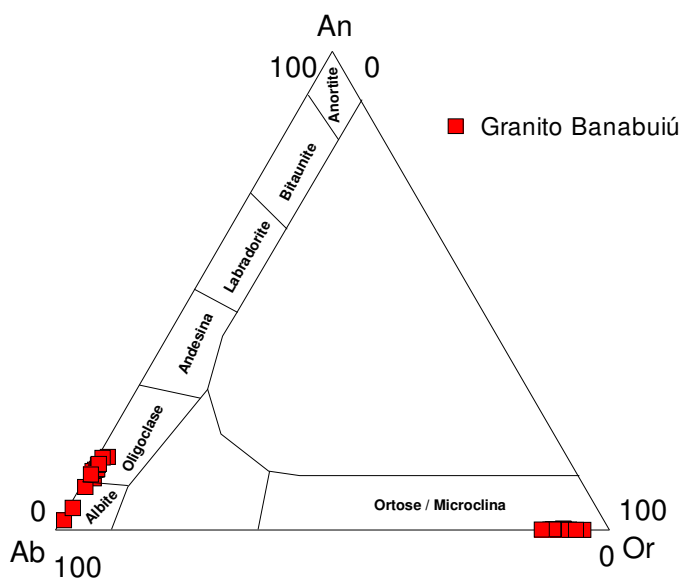


Figura VI.2 – Projeção da composição dos feldspatos do granito de Banabuiú no diagrama Ab – An – Or.

Tabela VI.1 – Variação composicional dos feldspatos nas rochas do DCC  
(valores máximos e mínimos)

<b>Litologia</b>	<b>Plagioclase</b>	<b>Feldspato potássico</b>
<i>Diatexitos Escuros -2</i>	An <sub>20</sub> - An <sub>14</sub>	Or <sub>92</sub> - Or <sub>81</sub>
<i>Diatexitos Escuros -3</i>	An <sub>27</sub> - An <sub>10</sub>	Or <sub>92</sub> - Or <sub>91</sub>
<i>Diatexitos Intermédios -1</i>	An <sub>16</sub> - An <sub>14</sub>	Or <sub>93</sub> - Or <sub>86</sub>
<i>Diatexitos Intermédios -2</i>	An <sub>13</sub> - An <sub>2</sub>	Or <sub>94</sub> - Or <sub>88</sub>
<i>Diatexitos Claros -1</i>	An <sub>21</sub> - An <sub>8</sub>	Or <sub>93</sub> - Or <sub>86</sub>
<i>Diatexitos Claros -2</i>	An <sub>25</sub> - An <sub>14</sub>	Or <sub>93</sub> - Or <sub>90</sub>
<i>Granito de Banabuiú</i>	An <sub>15</sub> - An <sub>2</sub>	Or <sub>94</sub> - Or <sub>89</sub>

O carácter sódico da plagioclase parece acentuar-se nas amostras do granito do Banabuiú (% An = 15-02), o que pode ser atribuído ao envolvimento de processos de cristalização fraccionada na sua petrogénese. Com efeito, as duas amostras analisadas (am. 01 e 184) correspondem a termos bastante diferenciados da sequência definida pelo granito, não sendo, por isso, de estranhar as elevadas % Ab nas plagioclases destas rochas (ver cap. VII).

## VI.2. BIOTITES

Para os estudos de química mineral, analisaram-se 12 biotites do granito Banabuiú e 64 nos diatexitos do DCC em amostras cujas biotites não apresentavam evidências significativas de alteração. Os dados analíticos assim como as respectivas fórmulas estruturais, calculadas com base em 22 oxigénios, estão compilados no Anexo 3 (Tabela 3.1). Tendo em conta que o Fe<sup>3+</sup> não é determinado por microsonda electrónica, os teores em Fe<sup>2+</sup> e Fe<sup>3+</sup> foram estimados segundo o método proposto por Bruijn *et al.* (1983).

A biotite é uma mica tri-octaédrica com fórmula químico-estrutural teórica  $X_2Y_6Z_8O_{20}(OH, F)_4$ , em que (Deer *et al.*, 2000):

X = K e, em menor proporção, Na, Ca, Ba, Rb e Cs.

Y = Mg, Fe, Al mas também Mn, Cr, Ti, Li, etc..

Z = Si e Al e, por vezes, Fe<sup>3+</sup> e Ti.

As micas tri-octaédricas constituem uma solução sólida dos seguintes quatro componentes extremos:

1. *Flogopite* –  $K_2Mg_6(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4$
2. *Anite* –  $K_2Fe_6(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4$
3. *Siderofilite* –  $K_2Fe_4Al_2(Si_4Al_4O_{20})(OH)_4$
4. *Estonite* –  $K_2Mg_4Al_2(Si_4Al_4O_{20})(OH)_4$

A análise do diagrama de Foster (1960) revela que a maioria das biotites dos diatexitos se situam no domínio das biotites ferríferas, enquanto as do granito de Banabuiú se projectam na transição entre as biotites ferríferas e as siderofilites (Fig. VI.3).

No diagrama de Nockolds (1947), verifica-se, por sua vez, que as biotites dos diatexitos e do granito de Banabuiú se localizam na transição entre o campo 1 (biotite coexistente com moscovite) e o campo 2 (biotite não coexistente com outros minerais máficos), o que está de acordo com as observações petrográficas (Fig. VI.4).

Segundo os critérios de Gokhale (1968), as biotites do granito de Banabuiú são claramente magmáticas, enquanto as dos diatexitos se repartem pelos campos ígneo e metamórfico-metassomático (Fig. VI.5). Dado o carácter predominantemente residual dos diatexitos escuros do DCC, é de esperar que a biotite presente nestes litótipos seja de origem metamórfica. Por outro lado, os dados de campo e de petrografia sugerem que todos os outros diatexitos, incluindo os leucossomas, possam conter proporções variáveis de biotite restítica, o que permite explicar a projecção de algumas destas amostras no domínio metamórfico-metassomático. Também não pode excluir-se a hipótese da biotite dos diatexitos leucocráticos e mesocráticos ter resultado, pelo menos em parte, de cristalização magmática, levando à dispersão observada.

Finalmente, no diagrama de Nachit *et al.* (1985), a quase totalidade das biotites analisadas se projecta no campo das séries alumino-potássicas, denunciando uma assinatura tipicamente crustal (Fig. VI.6). A sua distribuição neste diagrama permite ainda distinguir dois grandes grupos de associações: (1) com biotite  $\pm$  cordierite (diatexitos escuros, diatexitos mesocráticos bandados e diatexitos claros grupo 2 e (2) com biotite  $\pm$  moscovite (diatexitos claros do grupo 1, diatexitos mesocráticos homogéneos e granito). Embora a cordierite não tenha sido identificada opticamente, a sua possível ocorrência como fase residual é fortemente sugerida.

Nos diagramas de Gokhale (1968) e de Nachit *et al.* (1985), os teores em Mg nas biotites diminuem regularmente das fácies mais máficas para as mais félsicas (Fig. VI.5 e VI.6). Esta tendência é consistente com os resultados experimentais obtidos a partir da fusão parcial de metapelitos, que demonstram que os cristais de biotite que cristalizam a partir de “melts” peraluminosos estão empobrecidos em Mg relativamente aos grãos refractários (Icenhower & London, 1995).

A evolução das composições médias das biotites dos diferentes litótipos estudados está ilustrada na Figura VI.7.

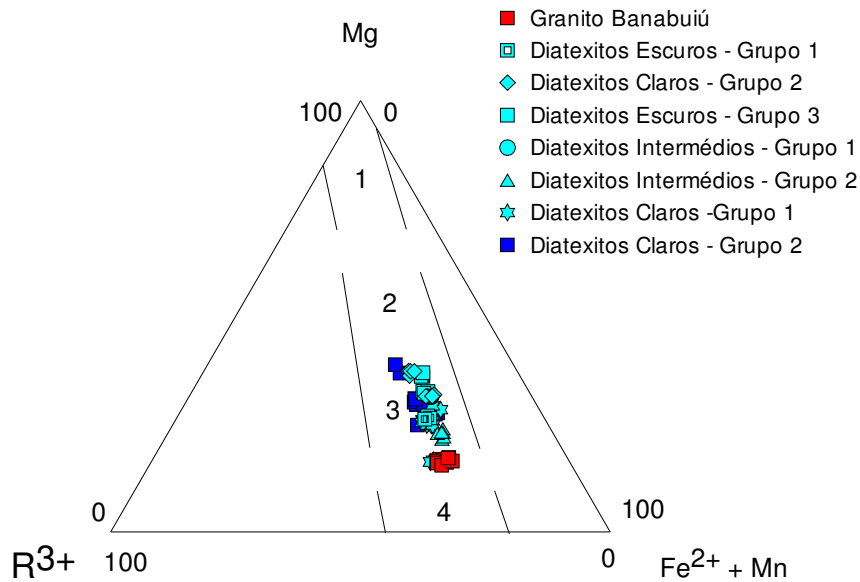


Figura VI.3 – Representação da composição das biotites do granito banabuiú e dos diatexitos escuros, intermédios e claros do DCC no diagrama de Foster (1960). Campos: 1 – flogopites; 2 – biotites magnesianas; 3 – biotites ferríferas; 4 – siderofilites.

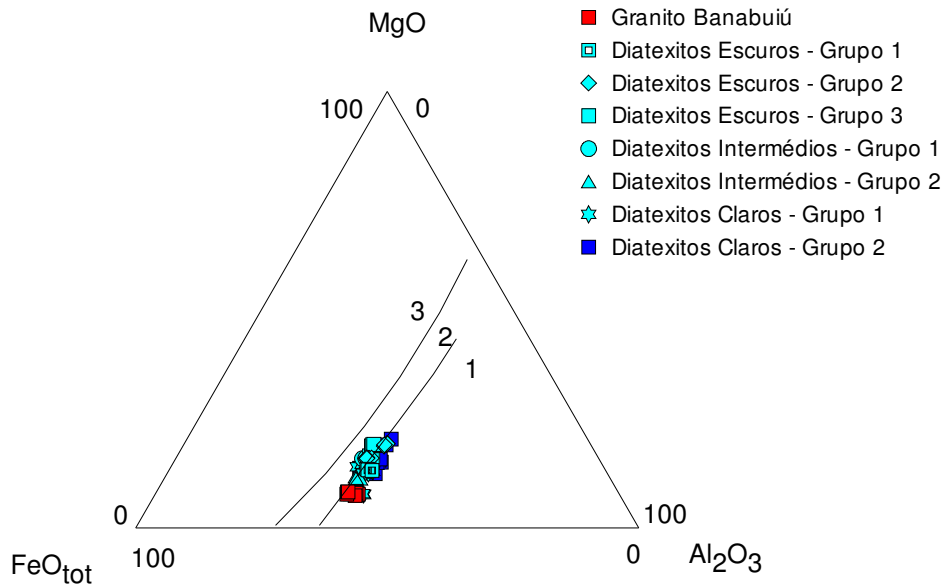


Figura VI.4 – Projeção das biotites do granito Banabuiú e dos diatexitos (escuros, intermédios e claros) do DCC no diagrama  $\text{FeO}_{\text{tot}} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ , de Nockolds (1947). Campos: 1 – biotite coexistente com moscovite; 2 – biotite não coexistente com outros minerais máficos; 3 – biotite coexistente com anfíbola e piroxena.

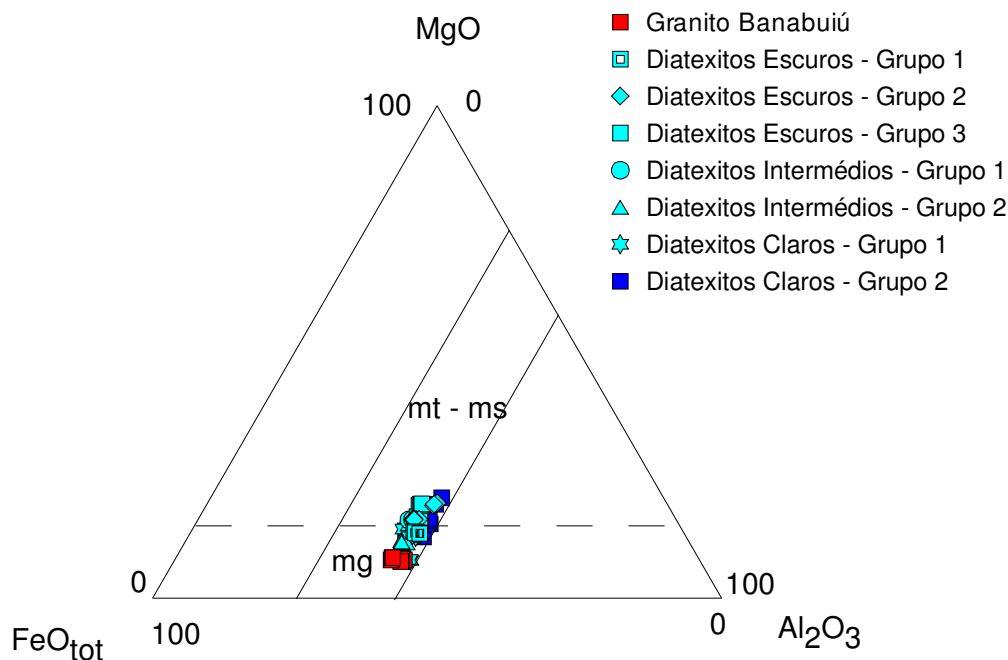


Figura VI.5 – Projecção das biotites dos diatexitos escuros, intermédios e claros do DCC e do granito Banabuiú e no diagrama  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  –  $\text{MgO}$  –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , segundo Gokhale (1968). Campos: mg – biotites de rochas magmáticas; mt-ms – biotites de rochas metamórfico-metasomáticas.

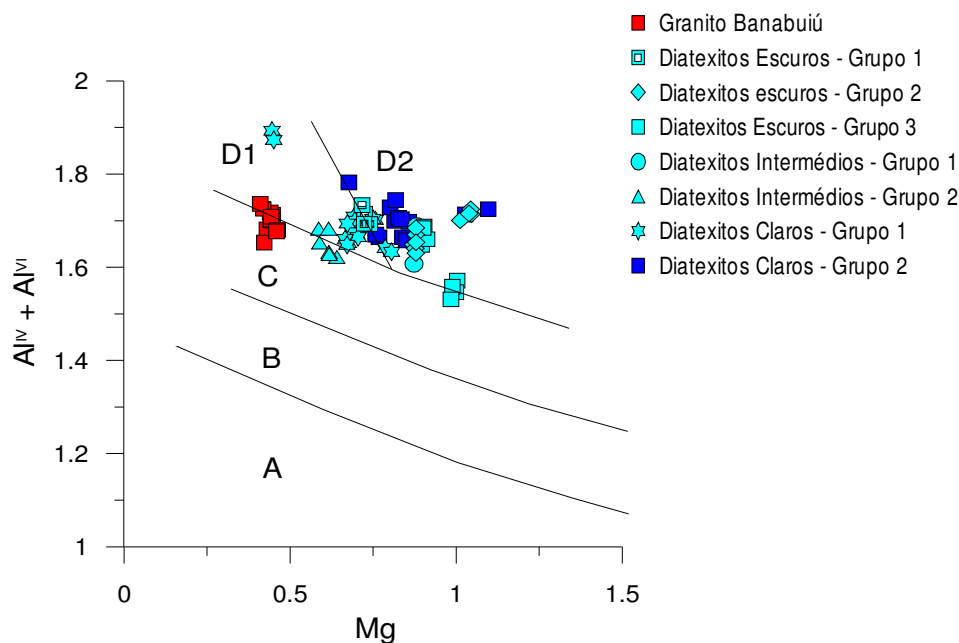


Figura VI.6 – Projecção das biotites dos diatexitos escuros, intermédios e claros do DCC e do granito de Banabuiú no diagrama Mg versus Al total, segundo Nachit et al. (1985). Campos: A – rochas de séries alcalinas; B – séries subalcalinas; C – séries calco-alcalinas; D<sub>1</sub> – séries alumino-potássicas com biotite ± moscovite; D<sub>2</sub> – séries alumino potássicas com biotite ± cordierite.

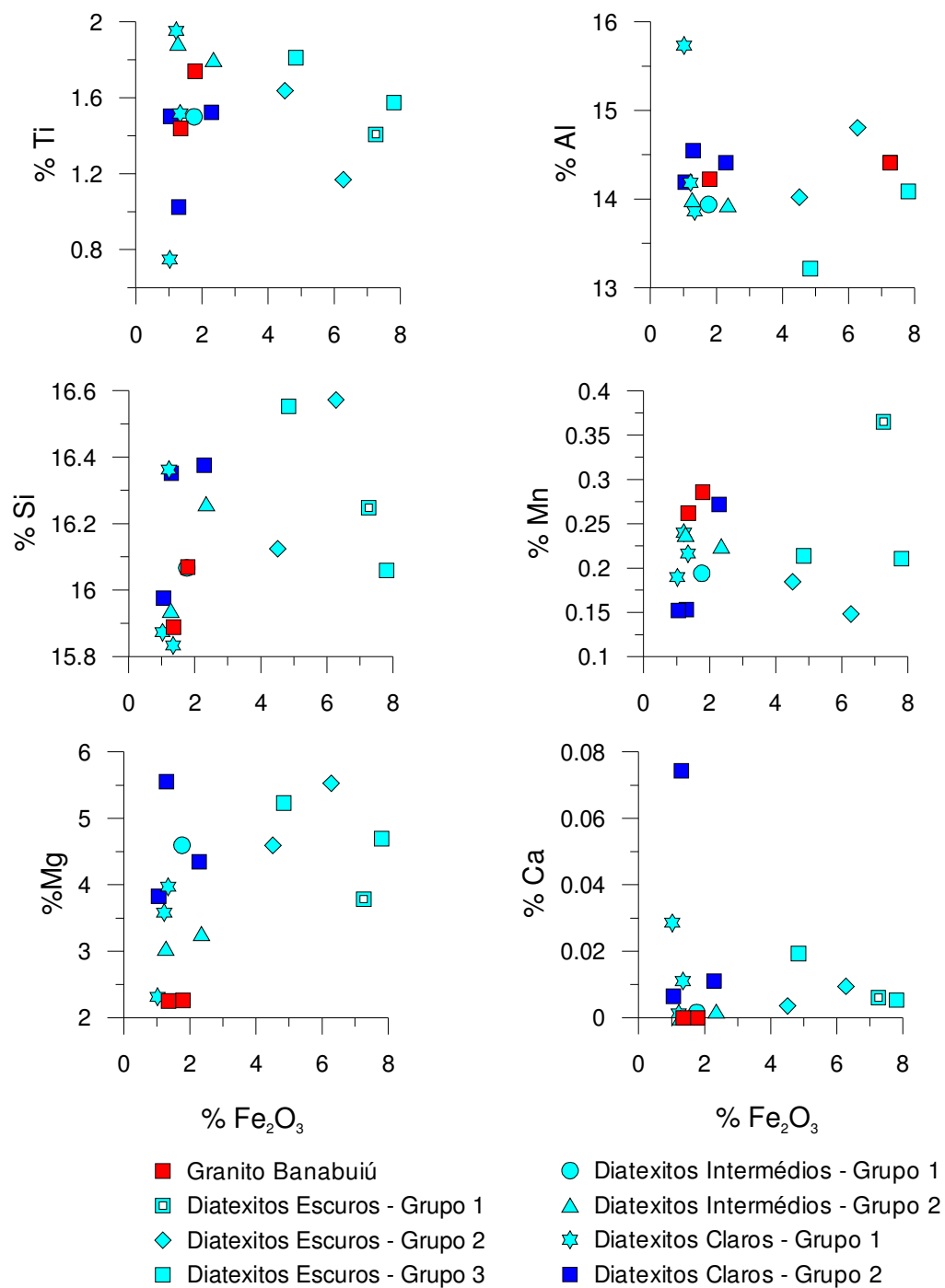


Figura VI.7 – Diagrama da variação mostrando a evolução das composições médias das biotites com o teor em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tot na rocha hospedeira.

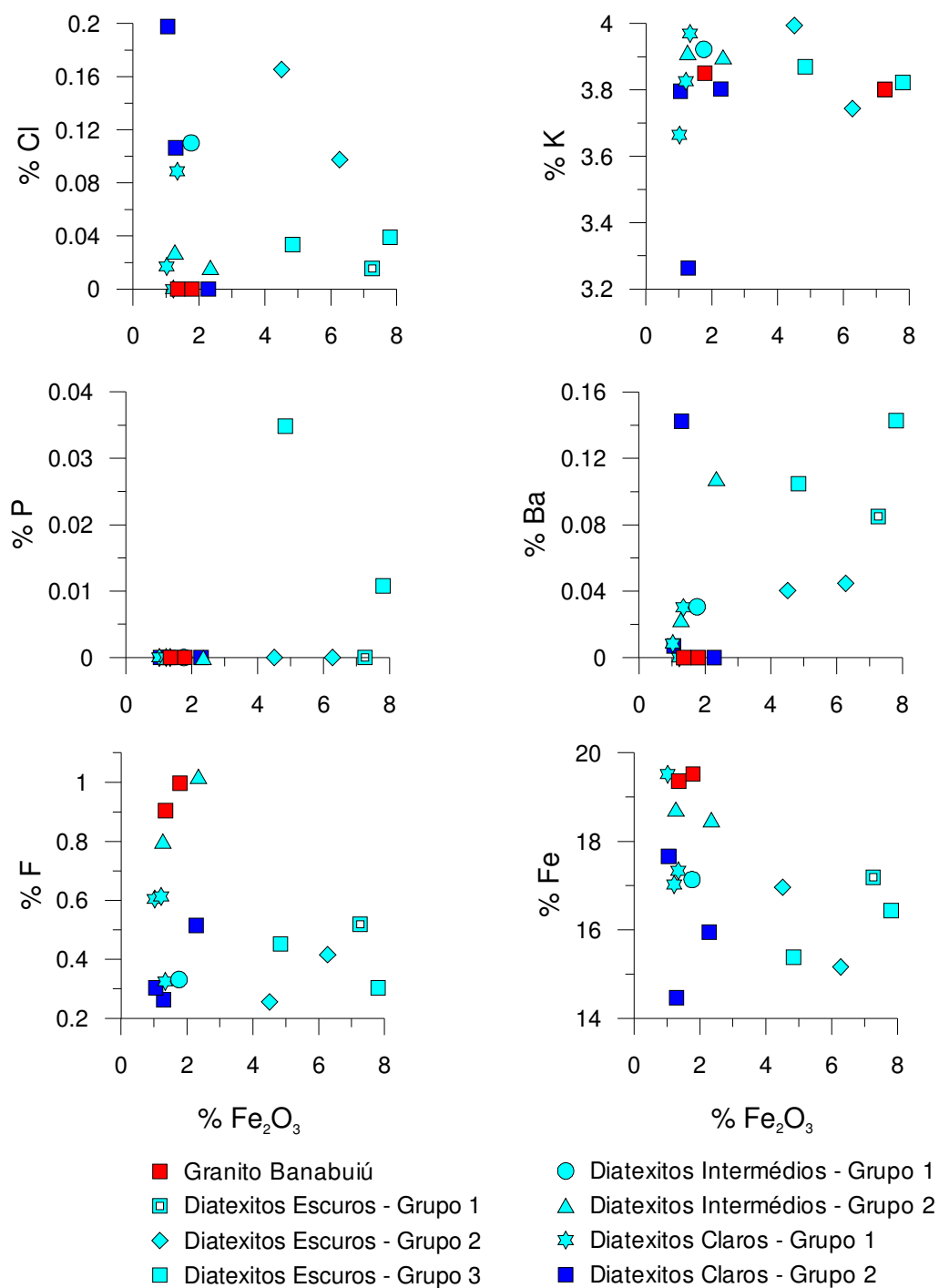


Figura VI.7 (continuação) – Diagramas de variação mostrando a evolução das composições médias das biotites com o teor em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tot na rocha hospedeira.



A grande dispersão registada na maioria dos diagramas de variação química da Figura VI.7 está provavelmente relacionada com a complexidade dos processos de migmatização que ocorreram no DCC. O efeito causado pela eventual co-existência de biotite magmática e restítica nas mesmas amostras poderá ter contribuído também para a irregularidade da sua distribuição. Sem uma investigação mais detalhada à escala da lâmina delgada, não é possível fazer uma interpretação apropriada dos resultados. No entanto, é de realçar que parece haver uma tendência para o Si, Mg e Ba decrescerem com a diminuição da %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tot na rocha hospedeira, enquanto o Fe e os voláteis (F, Cl) aumentam, corroborando os dados obtidos experimentalmente por Icenhower & London (1995).

### VI.3. MOSCOVITES

As análises químicas das moscovites encontram-se compiladas no Anexo 4 (Tabela 4.1). No total, foram realizadas 76 leituras de moscovites, das quais 19 em amostras do granito de Banabuiú e as 56 restantes nos diatexitos. As suas fórmulas estruturais foram calculadas com base em 22 oxigênios.

O grupo de minerais que se dá o nome de moscovite (*sensu lato*) apresenta três termos extremos:

1. *Moscovite (sensu stricto)* –  $\text{K}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$
2. *Celadonite* –  $\text{K}_2(\text{Al}_2\text{R}^{2+}_2)\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$                        $\text{R}^{2+} = \text{Mg, Fe, Mn...}$
3. *Paragonite* –  $\text{Na}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$

A moscovite e a celadonite formam uma solução sólida (grupo da fengite), embora o termo fengite só seja normalmente utilizado para composições que contenham entre 40 a 90% de molécula de celadonítica (Harrison, 1990).

Utilizando o diagrama Mg – Ti – Na de Miller *et al.* (1981), verifica-se que as moscovites, tanto do granito de Banabuiú como dos diatexitos, se projectam maioritariamente no campo das moscovites primárias (Fig. VI.8), o que é confirmado pelo diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total –  $\text{TiO}_2$  – MgO de Monier *et al.* (1984) (Fig. VI.9).

No decurso das reacções de fusão parcial, a moscovite tende a decompor-se pelo que é provável que grande parte dos cristais presentes nos diferentes litótipos estudados sejam de origem magmática. No entanto, a possibilidade de também ocorrer moscovite de natureza restítica nalgumas amostras, devido a uma dissolução incompleta, não pode ser excluída, particularmente no caso dos melanossomas (diatexitos escuros - grupo 1).

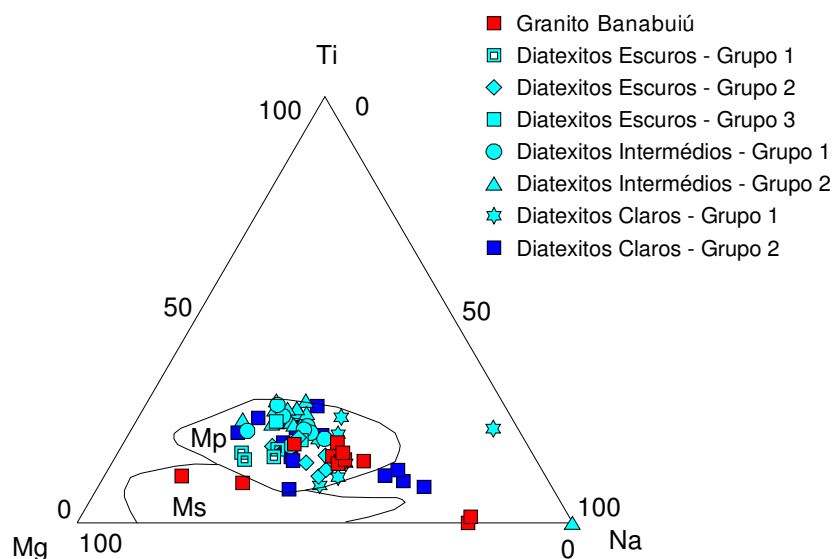


Figura VI.8 – Projeção das moscovites do granito de Banabuiú e dos diatexitos escuros, intermédios e claros no diagrama Mg – Ti – Na (Miller et al., 1981). Campos: Mp – moscovite primária; Ms – moscovite secundária.

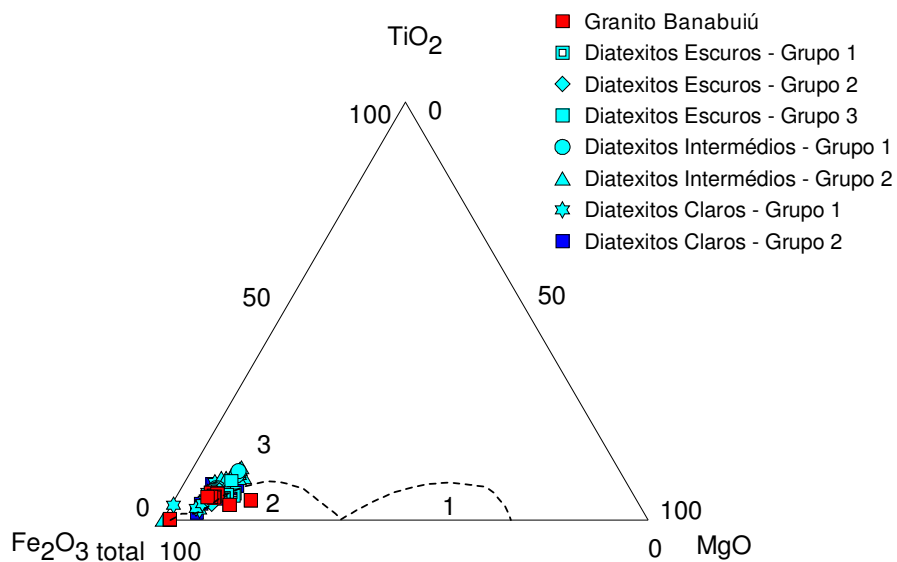


Figura VI.9 – Projeção das moscovites do granito de Banabuiú e dos diatexitos escuros, intermédios e claros no diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total –  $\text{TiO}_2$  –  $\text{MgO}$ , segundo Monier et al. (1984). Campos: 1 – ilite; 2 – moscovite secundária; 3 – moscovite primária.

Nos diagramas de variação química representados na Figura VI.10, apesar da dispersão, as composições médias das moscovites analisadas parecem empobrecer em Ti e Mg das fácies mais máficas para as mais félsicas. O comportamento do F é mais irregular, mostrando um decréscimo dos diatexitos escuros para os claros e um aumento acentuado no granito e nos gnaisses mesocráticos homogêneos (grupo 2).

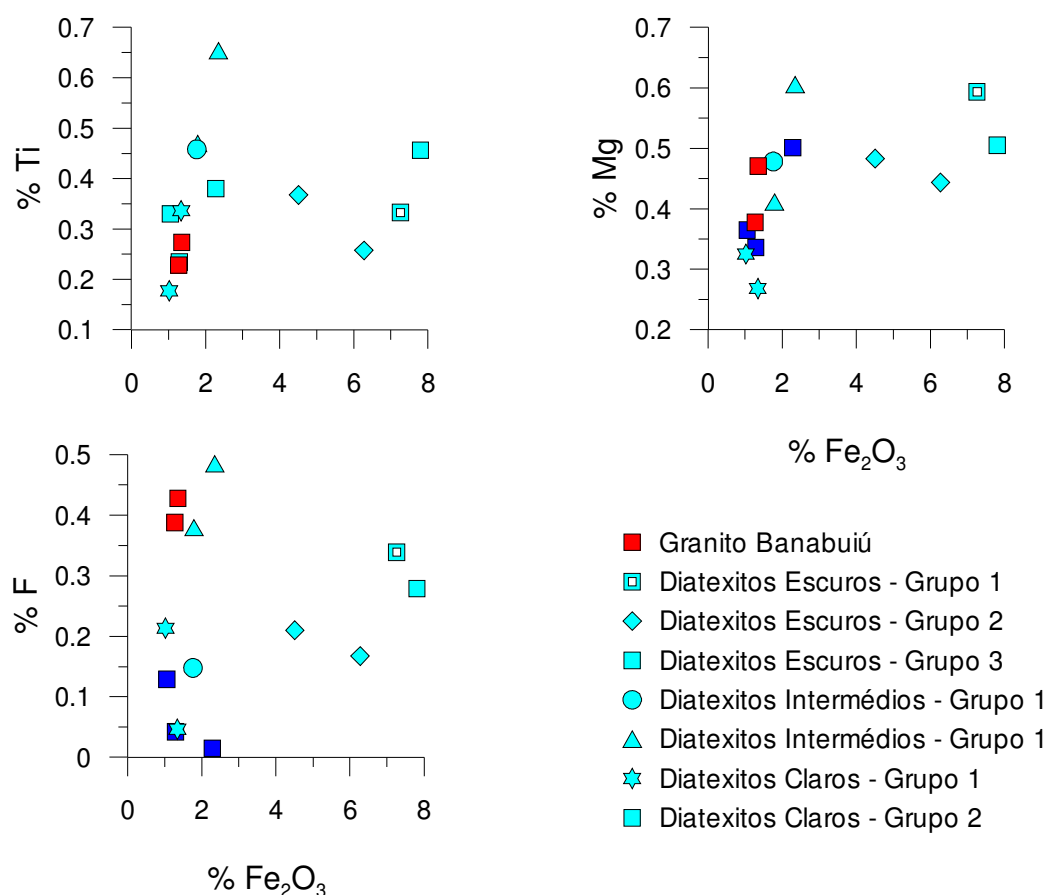
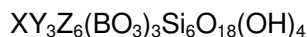


Figura VI.10 – Diagramas de variação mostrando a evolução das composições médias das moscovites com o teor em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tot na rocha hospedeira.

#### VI.4. TURMALINAS

As quatro turmalinas analisadas pertencem a amostras dos melanossomas (diatexitos escuros do grupo 1). As suas composições químicas e respectivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 31 oxigénios, são apresentadas no Anexo 5 (Tabela 5.1). Como o boro é um elemento que apresenta valores inferiores ao limite de detecção da microsonda, foi inferido o valor de 3 apfu (átomos por unidade de fórmula) por estequiometria.

A turmalina é um ciclossilicato rico em boro, de fórmula geral bastante complexa, que pode ser expressa por (Henry e Guidotti, 1985):



em que:

$X = Na$  (Ca, Mg, K)

$Y = Mg$  (*dravite*),  $Fe^{2+}$  (*escorlite*), Li+Al (*elbaíte*),  $Fe^{3+}$ , Mn, Ti, Cr,  $V^{3+}$ ,  $F^{3+}$  e mais raramente por  $Ti^{4+}$

$Z = Al$  ( $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Ti, Mg, Cr,  $V^{3+}$ )

Os mecanismos de substituição nas turmalinas são muito variados (Henry & Guidotti, 1985, Deer *et al.*, 2000, Gallagher, 1988) e podem envolver uma ou mais posições estruturais. Destaca-se a substituição de Mg por  $Fe^{2+}$  na posição Y, de (Na-Al) por (Ca-Mg) nas posições X e Z e de  $OH^-$  por  $F^-$  ou  $O^{2-}$ . A substituição de Si por Al é muito limitada, enquanto o boro, em coordenação triangular, não é substituído devido ao seu pequeno raio iónico (Gallagher, 1988).

Devido ao elevado número de substituições, a composição das turmalinas é normalmente expressa em termos dos seus componentes extremos, verificando-se que as turmalinas mais comuns pertencem às séries *escorlite-dravite* ou *escorlite-elbaíte*.

No diagrama de classificação X - *site vacancy* – Ca – Na(+K) de Hawthorne & Henry (1999), as turmalinas dos diatexitos escuros classificam-se como alcalinas, indicando que o Na e o K predominam na posição X (Fig. VI.11).

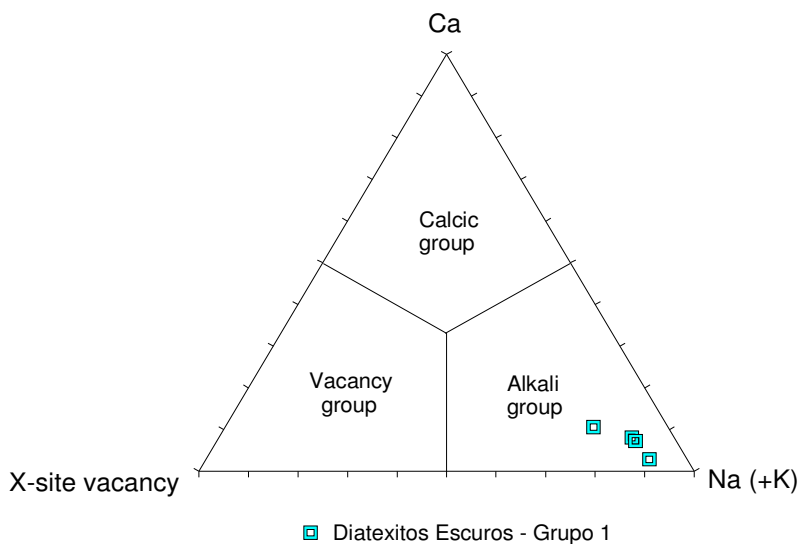


Figura VI.11 – Projecção das turmalinas dos diatexitos escuros do grupo 1 no diagrama X-site vacancy – Ca – Na (+K) (Hawthorne & Henry, 1999).

Por outro lado, a sua projecção no diagrama da Figura VI.12 permite classificá-las como dravites, com excepção de uma análise que se localiza no campo da escorlite.

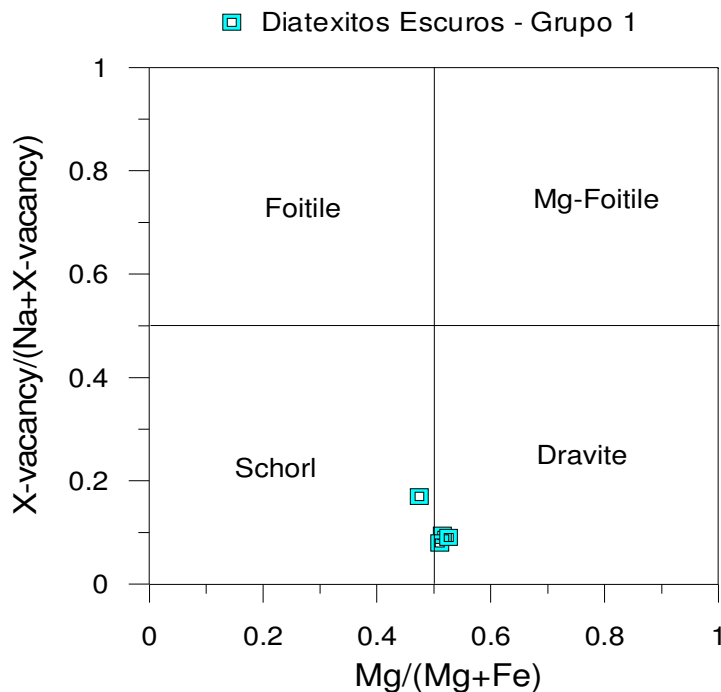


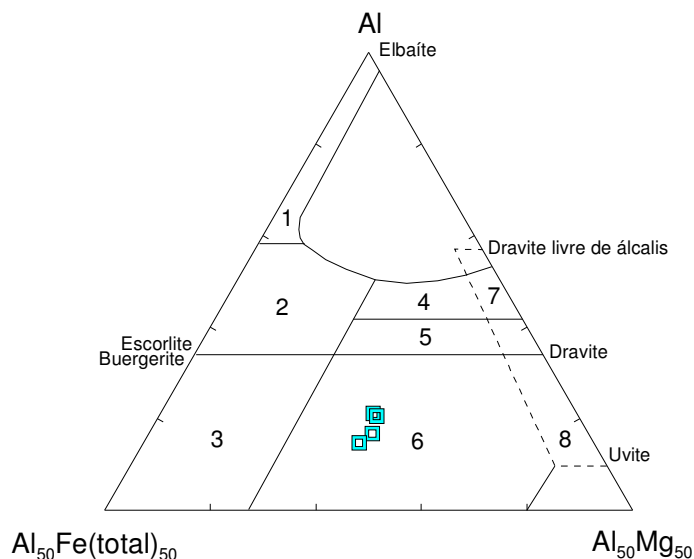
Figura VI.12 – Projecção das turmalinas dos diatexitos escuros do grupo 1 no diagrama  $Mg / (Mg + Fe)$  vs.  $X\text{-vacancy} / (Na + X\text{-vacancy})$ .

Utilizando os diagramas  $Al_{50} Fe_{(total) 50} - Al - Al_{50} Mg_{50}$  e  $Fe_{(total)} - Ca - Mg$  de Henry & Guidotti (1985), as quatro turmalinas analisadas projectam-se no campo 6, correspondente a rochas quartzo-turmalínicas ricas em ferro, calcossilicatadas e metapelitos ricos em ferro (Fig. VI.13) e, no campo 4, definido para metapelitos pobres em cálcio, metapsamitos e rochas quartzo-turmalínicas (Fig. VI.14), confirmando a sua natureza pelítica.

## VI.5. GRANADAS

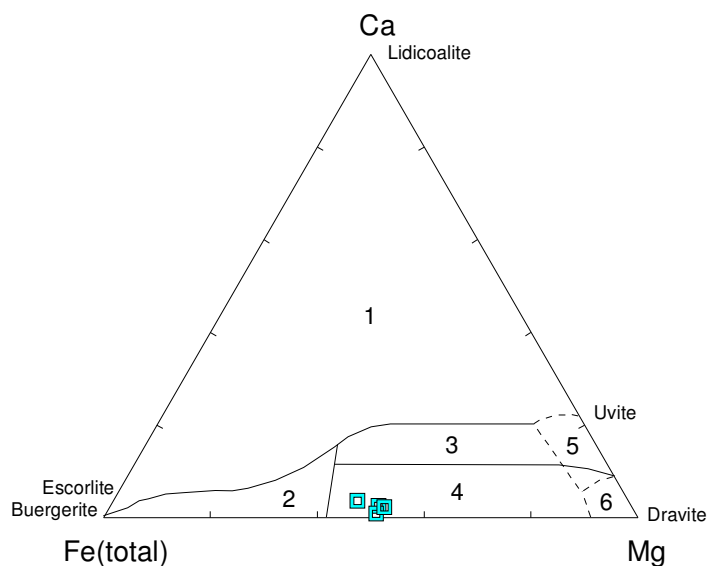
Só foram analisadas granadas de uma amostra dos diatexitos claros do grupo 1 (am. 110A). Os dados analíticos e fórmula estruturais, calculadas na base de 24 oxigénios, encontram-se compilados no Anexo 6 (Tabela 6.1).

Os minerais do grupo das granadas são particularmente característicos de rochas metamórficas, mas podem ocorrer nalguns tipos de rochas ígneas e como grãos detríticos em sedimentos.



■ Diatexitos Escuros - Grupo 1

Figura VI.13 – Projeção das turmalinas no diagrama  $Al_{50} Fe_{(total) 50} - Al - Al_{50} Mg_{50}$  (Henry & Guidotti, 1985). Campos: (1) granitóides pegmatíticos e aplitos ricos em lítio; (2) granitóides e seus associados pegmatíticos e aplitos pobres em lítio; (3) rochas quartzo-turmalínicas ricas em ferro (granitos alterados hidrotermalmente); (4) metapelitos e metapsamitos coexistentes com uma fase subsaturada em alumínio; (5) metapelitos e metapsamitos não coexistentes com uma fase saturada em alumínio; (6) rochas quartzo-turmalínicas, calcossilicatadas e metapelitos ricos em ferro; (7) meta-ultramáfica e cromo com baixos conteúdo de cálcio e metassedimentos ricos em vanádio; (8) meta-carbonatos e meta-piroxenitos.



■ Diatexitos Escuros - Grupo 1

Figura VI.14 – Projeção das turmalinas no diagrama  $Fe (total) - Ca - Mg$  (Henry & Guidotti, 1985). Campos: (1) granitóides, pegmatitos e aplitos, ricos em lítio; (2) granitóides associados a pegmatitos e aplitos pobres em lítio; (3) metapelitos, metapsamitos e calcossilicatadas ricas em cálcio; (4) metapelitos pobres em cálcio, metapsamitos e rochas quartzo-turmalínicas; (5) meta-carbonatos; (6) rochas meta-ultramáficas.

Apresentam a fórmula geral  $X_3Y_2Z_3O_{12}$  e classificam-se de acordo com os seus conteúdos nos seguintes componentes extremos (Deer et al, 2000):

*Piropo (Prp)*:  $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$

*Almandina (Alm)*:  $Fe^{2+}_3Al_2Si_3O_{12}$

*Espessartina (Spr)*:  $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$

*Grossulária (Grs)*:  $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$

*Andradite (And)*:  $Ca_3(Fe^{3+}, Ti)_2Si_3O_{12}$

*Uvarovite (Uva)*:  $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$

A variabilidade composicional das granadas da amostra 110A está ilustrada na Tabela VI.2 e permite incluí-las no grupo das almandinas, o que é confirmado pela sua projecção nos diagramas Grs – Alm – Prp e Grs – Spr – Alm (Figs. VI.15a e VI.15b).

*Tabela VI.2 – Variação composicional das granadas dos diatexitos claros do grupo 1 (Valores máximos e mínimos).*

<b>AMOSTRAS</b>	<b>Almandina</b>	<b>Espessartina</b>	<b>Piropo</b>	<b>Grossulária</b>
MI 110A - C2BG1	79,93	16,08	3,47	0,52
MI 110A - C2CG2	80,20	16,25	3,41	0,14
MI 110A - C2BG3	79,87	16,38	3,38	0,37

A almandina é uma granada típica de rochas metassedimentares produzidas por metamorfismo regional, pelo que a sua ocorrência nos diatexitos claros do DCC poderá ser interpretada como resultado da incorporação de uma componente restítica nestas rochas. No entanto, os seus elevados teores na molécula espessartítica (Spr  $\approx$  16%) não excluem a possibilidade destes cristais de granada terem cristalizado a partir de fundidos magmáticos.

Morton (1984) propõe a utilização conjunta de dois diagramas triangulares para efeitos de discriminação de rochas-fonte das granadas (Fig. VI.16). Nestes diagramas, os cristais analisados caem no campo (b), correspondente a granadas com teores baixos de piropo, elevadas concentrações em almandina e espessartite e conteúdos variáveis de grossulária, andradite e uvarovite. Segundo Morton (1984), este tipo de granadas provêm de rochas metassedimentares de baixo a médio grau (metapelitos e outros metassedimentos siliciclásticos), o que levaria a atribuir-lhes um carácter residual.

Contudo, verifica-se que as mesmas análises se projectam muito próximo do campo (e) no diagrama Alm – Spr - Prp+Grs+And+Uva (Fig. VI.16), sugerindo que a sua filiação possa ser magmática (granitos, pegmatitos e aplitos).



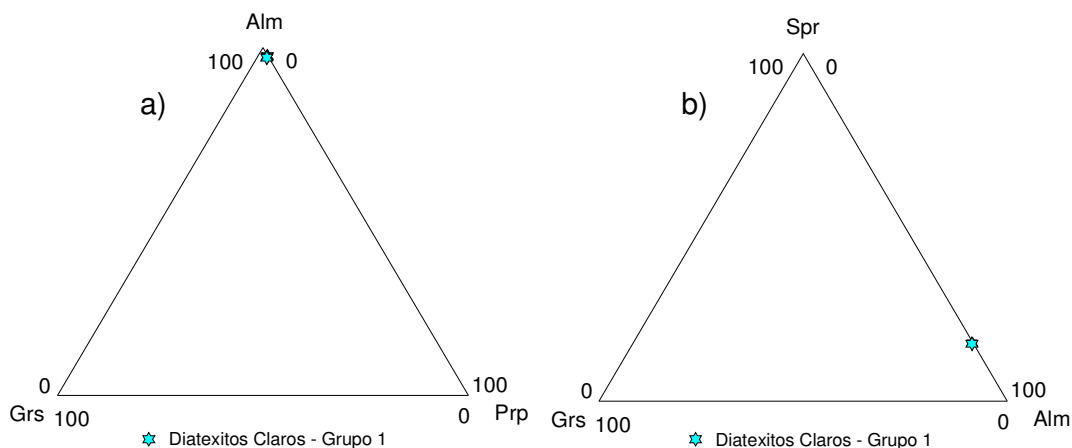


Figura VI.15 – Projeção da composição das granadas da amostra 110A (diatexito claro do grupo 1) (a) diagrama Grs – Alm – Prp; (b) diagrama Grs – Spr – Alm.

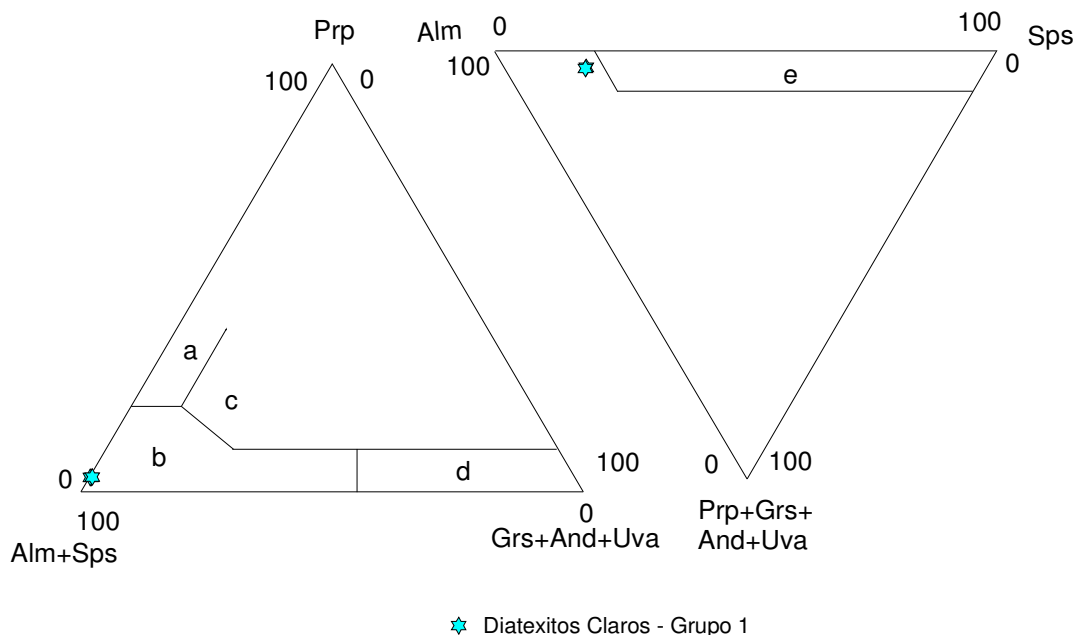


Figura VI.16 – Diagramas de classificação de áreas-fonte das granadas segundo Morton (1984). Campos: (a) rochas metamórficas de alto grau; (b) rochas metassedimentares de baixo a médio grau; (c) anfibolitos e gnaisses máficos; (d) metacarbonatos; (e) granitos, aplitos e pegmatitos.

## VI.6. CLORITES

Analisaram-se três clorites numa amostra do granito Banabuiú e duas nos diatexitos claros do grupo 1 (Anexo 7; Tabela 7.1). Esta fase mineral ocorre em ambas as litologias como produto da alteração da biotite.

De acordo com a classificação de Deer *et al.* (1962), as clorites analisadas incluem-se no grupo das pseudoturingites (Fig. VI.17). Verificou-se ainda que as

clorites do granito são mais ricas em ferro, flúor e manganês e mais pobres em magnésio, cálcio, sódio e potássio do que as dos diatexitos.

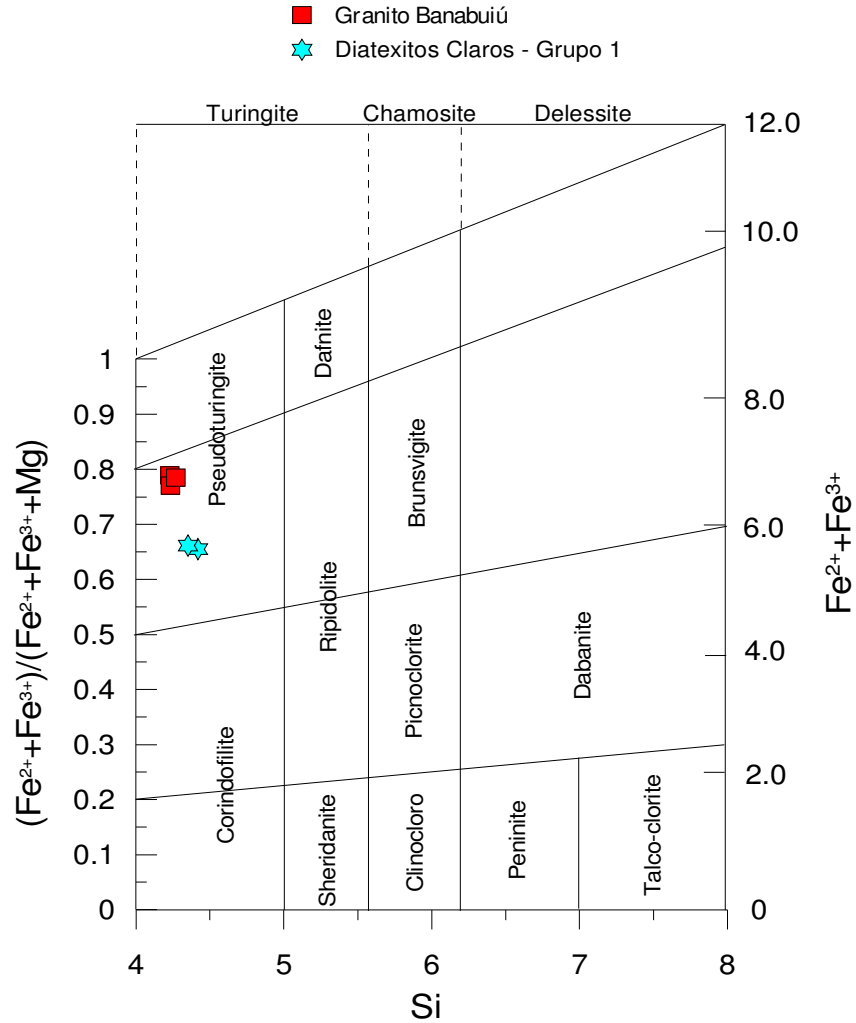


Figura VI.17 – Projeção das clorites do granito Banabuiú e dos diatexitos claros do grupo 1 no diagrama de Deer et al. (1962).



## CAPÍTULO VII: GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Um dos objetivos primordiais deste trabalho consistiu em determinar se existe ou não alguma relação genética entre os gnaisses diatexíticos do DCC e o granito de Banabuiú. Para tal, procedeu-se ao estudo geoquímico de rocha total de 49 amostras dos diferentes litótipos representados na área em investigação. As composições químicas (elementos maiores, menores e vestigiais) das amostras analisadas encontram-se compiladas nas Tabelas 8.1 e 8.2 do Anexo 8. As análises foram efectuadas por espectrometria de emissão de plasma ICP-AES (técnica de fusão) para os elementos maiores e por ICP-MS para os elementos vestigiais, nos Activation Laboratories Ltd. (Canadá).

### VII.1. PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS DO DCC

Como se referiu nos capítulos anteriores, os processos de migmatização que afectaram o complexo gnáissico do DCC parecem ter sido tão intensos que todas as estruturas prévias foram destruídas e/ou re-homogeneizadas texturalmente. Estes migmatitos, normalmente designados por diatexitos, são rochas geradas por altas taxas de fusão em que as proporções de fundido dominam claramente sobre a fracção sólida residual (restito) (e.g. Milord *et al.*, 2001). Assim, é de esperar que os diatexitos escuros e os metatexitos sejam as únicas litologias que ainda preservem um carácter paraderivado. Com efeito, a aplicação do diagrama discriminante  $TiO_2$  vs.  $SiO_2$  (Tarney, 1977) às rochas do DCC mostra que a maioria das amostras dos diatexitos escuros e dos metatexitos se projectam no campo das rochas de origem sedimentar enquanto os gnaisses mesocráticos e leucocráticos, o granito de Banabuiú, os pegmatitos e o aplogranito caem claramente no domínio das rochas de natureza ígnea (Fig. VII.1).

No diagrama ACF (Miyashiro, 1973), as amostras dos metatexitos e dos diatexitos escuros (grupos 1, 2 e 3) também se projectam no campo definido para os pelitos e grauvaques (Figs. VII.2), classificando-se maioritariamente como grauvaques no diagrama  $\log (Fe_2O_3 / K_2O)$  vs.  $\log (SiO_2 / Al_2O_3)$  proposto por Herron (1988) (Fig.

VII.3). Nota-se que as composições mais pelíticas correspondem aos diatexitos escuros com textura xistenta (grupo 1) o que, em conjugação com as características de campo, permite interpretar estas rochas como melanossomas restíticos, i.e., porções mais refractárias da rocha metamórfica original que restaram após a extracção de fundido.

Infelizmente, é difícil determinar até que ponto os metatexitos e os restantes grupos de diatexitos escuros (grupos 2 e 3) representam os protólitos (mesossomas / paleossomas) envolvidos no processo de migmatização. Se, por um lado, a sua assinatura geoquímica sugere uma natureza predominantemente metapsamítica para os protólitos (Fig. VII.3), não se pode excluir a possibilidade destas litologias corresponderem a misturas de material pelítico com pequenas fracções quartzo-feldspáticas (leucossomas), como parece acontecer nos diatexitos dos grupos 2 e 3 (ver caps. III e IV).

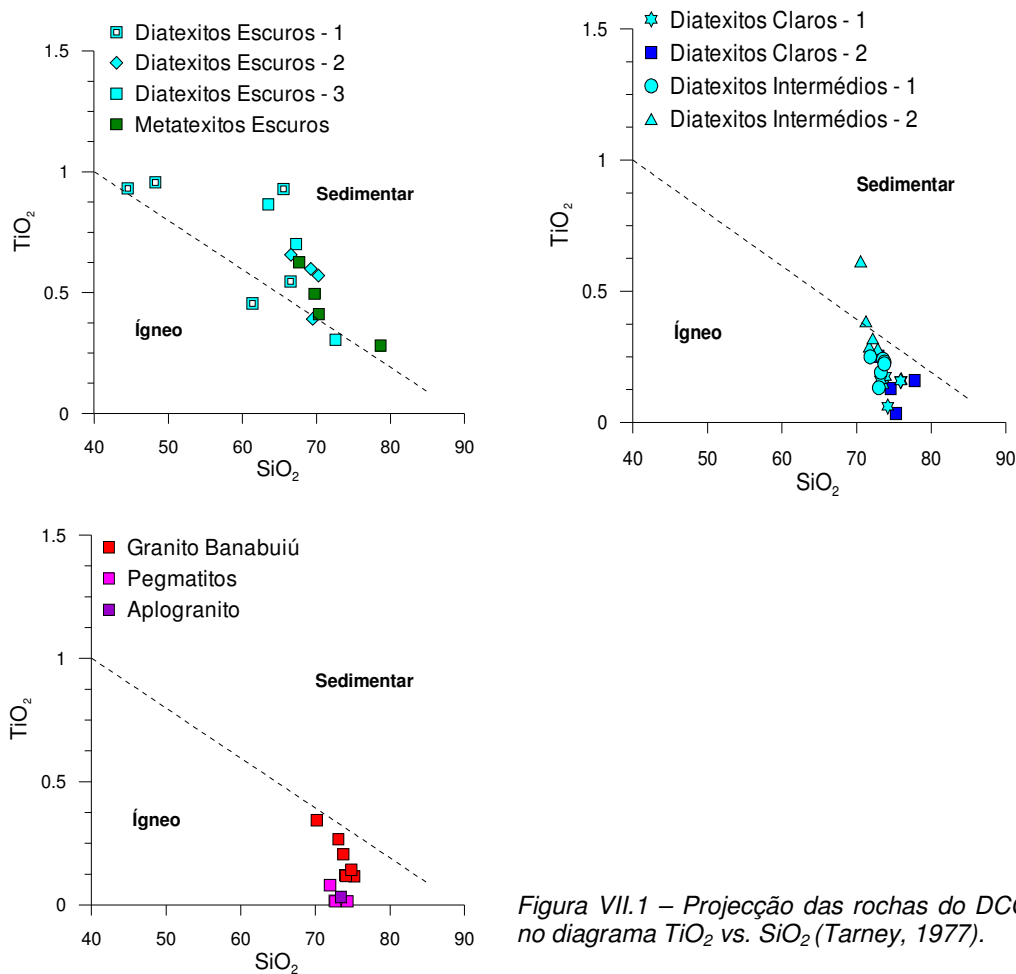


Figura VII.1 – Projecção das rochas do DCC no diagrama  $TiO_2$  vs.  $SiO_2$  (Tarney, 1977).

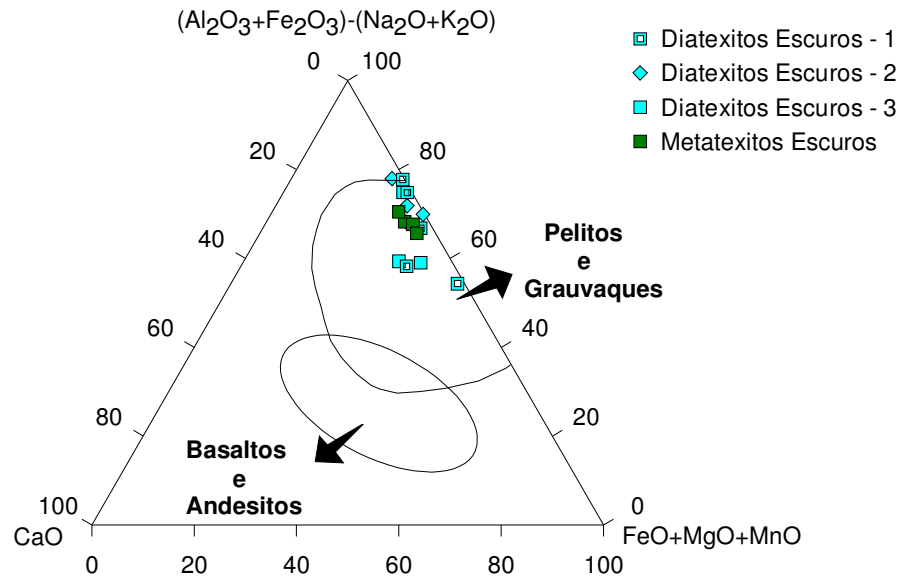


Figura VII.2 – Projecção das amostras de metatexitos e diatexitos escuros do DCC no diagrama ACF (Miyashiro, 1973).

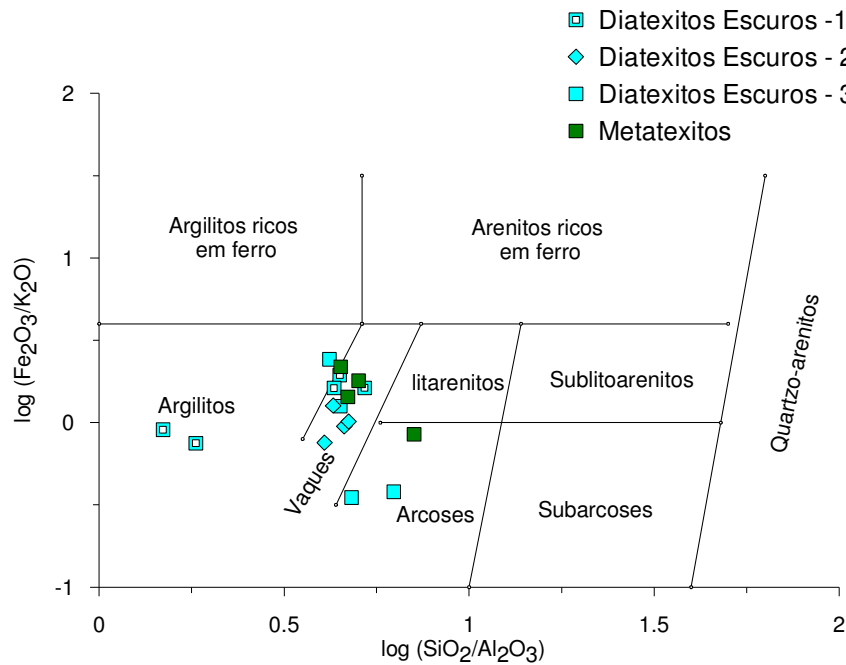


Figura VII.3 – Projecção das amostras de metatexitos e diatexitos escuros do DCC no diagrama de classificação  $\log (Fe_2O_3 / K_2O)$  vs  $\log (SiO_2 / Al_2O_3)$  (Herron, 1988).

Para além de confirmarem o carácter paraderivado dos gnaisses melanocráticos do DCC, os dados obtidos ilustram bem a origem magmática dos diatexitos de cor clara e intermédia (Fig. VII.1). Com efeito, a paragénese ígnea

encontrada nestes gnaisses, apesar de afectada em maior ou menor grau por deformação, reflecte-se na sua composição química e permite discriminá-los das porções mais melanocráticas. Estas rochas parecem corresponder a neossomas, i.e., misturas de fundido com proporções variáveis de fases restíticas (dominantemente biotite). A escassez de melanossomas associados aos corpos mais leucocráticos sugere elevados níveis de mobilidade. É de realçar ainda que estes litótipos e as amostras do granito Banabuiú se sobrepoem composicionalmente, o que parece apoiar uma relação genética entre eles.

## VII.2. CLASSIFICAÇÕES QUÍMICO-MINERALÓGICAS

La Roche & Leterrier (1973) e La Roche *et al.* (1980) publicaram diversos diagramas de minerais característicos para classificação de rochas ígneas plutônicas. No sistema de classificação  $R_1$ - $R_2$  proposto por estes autores, recalculam-se as composições macroelementares para proporções milicatiónicas e determinam-se os parâmetros  $R_1$  e  $R_2$  por aplicação das seguintes equações:

$$R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$$

$$R_2 = Al + 2Mg + 6Ca$$

Embora o significado dos parâmetros usados em ordenada e abcissa nos diagramas  $R_1$  e  $R_2$  não seja imediato, verifica-se que  $R_1$  reflete o grau de saturação em sílica, enquanto que o valor de  $R_2$  em conjugação com o de  $R_1$  traduzem as relações feldspato potássico / plagioclase e as variações de composição das plagioclases e de conteúdo em minerais máficos (Rollinson, 1993). Por estas razões, o diagrama  $R_1$ - $R_2$  é frequentemente utilizado na classificação de rochas ígneas plutônicas em substituição do duplo diagrama triangular QAPF, recomendado pela Subcomissão para a Sistemática das Rochas Ígneas da União Internacional de Geociências (IUGS).

Uma vez que não se procedeu à determinação das composições modais das amostras estudadas neste trabalho, optou-se por usar o diagrama  $R_1$ - $R_2$  de La Roche *et al.* (1980) como base de classificação para os diatexitos mesocráticos e leucocráticos assim como para o granito de Banabuiú, aplitos e pegmatitos com ele relacionados (Figs. VII.4 e VII.5). Excluíram-se deste esquema de classificação as amostras de metatexitos e diatexitos escuros devido ao seu carácter paraderivado.

No diagrama da Figura VII.4, os diatexitos de cor clara e intermédia projectam-se preferencialmente no campo dos sienogranitos, mostrando um enriquecimento no conteúdo em feldspato alcalino relativamente ao observado no diagrama QAP de Le Bas & Streckeisen (1991) (ver cap IV). O desvio encontrado não é significativo e



poderá dever-se, em parte, à impossibilidade de calcular a albite com teores de An inferiores a 5 % como feldspato alcalino na norma CIPW.

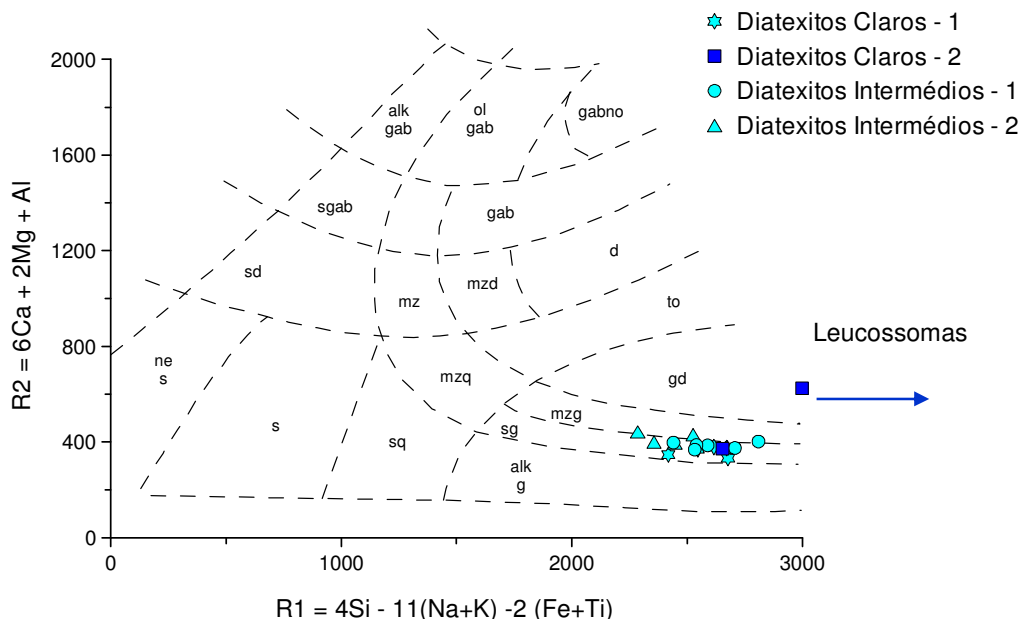


Figura VII.4 – Classificação dos diatexitos claros e intermédios usando os parâmetros  $R_1$ - $R_2$  de La Roche et al. (1980). ne s – sienitos nefelínicos; s – sienitos; sq – sienitos quartzicos; sd – sienodioritos; sgab – sienogabros; alk gab – gabros alcalinos; ol gab – gabros olivínicos; gabno – gabronoritos; gab – gabros; d – dioritos; mzd – monzodioritos; mz – monzonitos; to – tonalitas; gd – granodioritos; mzq – monzonitos quartzicos; mzg – monzogranitos; sg – sienogranitos; alk gr – granitos com feldspato alcalino.

Um outro aspecto que merece referência é que duas das amostras de leucossomas (am. 140C e 140E) apresentam resultados de  $R_1$  superiores ao valor máximo considerado no diagrama ( $R_1 > 3000$ ). As duas amostras restantes (105C e 86B) caem nos campos dos granodioritos e dos sienogranitos, respectivamente (Fig. VII.4).

Assim, no caso das amostras 140C, 140E e 105C, o sistema de classificação que parece adequar-se melhor às observações petrográficas é o diagrama de Barker (1979), segundo o qual estas rochas se classificam como trondjemitos (ver cap. IV). Note-se que estes litótipos ocorrem preferencialmente em áreas em que os volumes de material quartzo-feldspático são relativamente pequenos e o bandado migmatítico não apagou totalmente as estruturas prévias. A sua origem tem sido atribuída a processos de acumulação de feldspatos em magmas produzidos por fusão parcial de

protólitos metassedimentares, como se discutirá em maior pormenor nas secções subsequentes (e.g. Milord *et al.*, 2001; Otamendi & Patino Douce, 2001).

As amostras do granito Banabuiú distribuem-se pelos campos dos sienogranitos e monzogranitos no diagrama  $R_1$ - $R_2$  (Fig. VII.5) e, tal como aconteceu com os diatexitos de cor clara e intermédia, verifica-se um deslocamento da classificação química em direcção ao campo dos sienogranitos relativamente ao diagrama QAP de Le Bas & Streckeisen (1991) (ver cap IV).

Finalmente, as análises químicas dos pegmatitos e do aplogranito caem essencialmente no domínio dos sienogranitos embora com valores de  $R_1$  inferiores aos de todos os outros litótipos o que é explicado pelo seu baixo conteúdo em minerais máficos (Fig. VII.5).

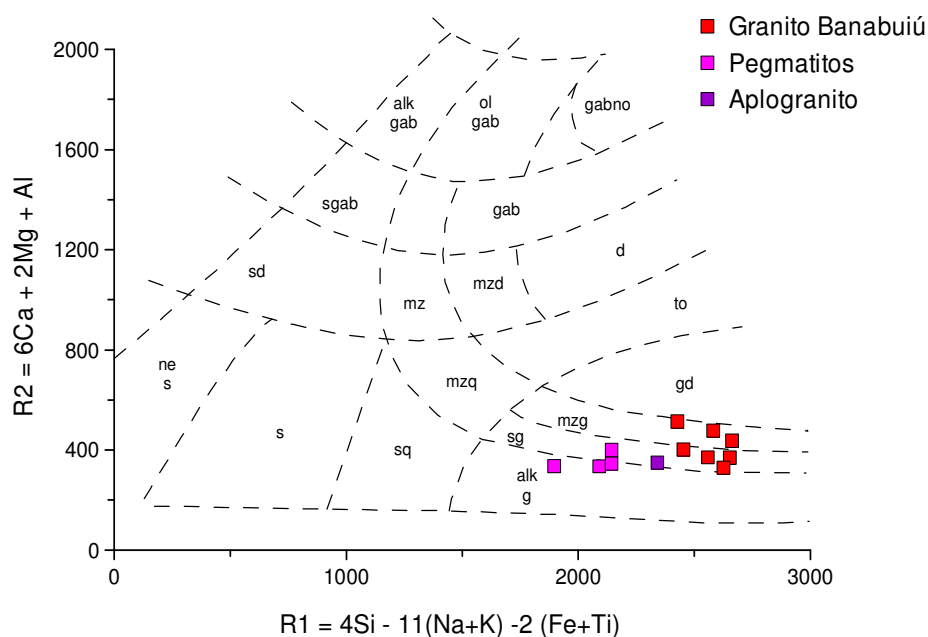


Figura VII.5 – Classificação do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito usando os parâmetros  $R_1$ - $R_2$  de La Roche *et al.* (1980). ne s – sienitos nefelínicos; s – sienitos; sq – sienitos quartzíticos; sd – sienodioritos; sgab – sienogabros; alk gab – gabros alcalinos; ol gab – gabros olivínicos; gabno – gabronoritos; gab – gabros; d – dioritos; mzd – monzodioritos; mz – monzonitos; to – tonalitos; gd – granodioritos; mzq – monzonitos quartzíticos; mzg – monzogranitos; sg – sienogranitos; alk gr – granitos com feldspato alcalino.

Com o objectivo de estabelecer os tipos de associações magmáticas e potenciais tendências evolutivas das rochas do DCC, utilizaram-se os diagramas de minerais característicos A-B, B-K/(Na + K) e B-Q da autoria de Debon & Le Fort (1983; 1988) (Fig. VII.6 - VII.9).

No diagrama A-B, o parâmetro  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$  reflecte a quantidade de alumínio não incorporada nos feldspatos, enquanto o valor de  $B = Fe + Mg + Ti$  expressa o teor em minerais máficos.

Todas as amostras de diatexitos de cor clara e intermédia apresentam valores positivos de A, o que permite incluí-las nas associações peraluminosas (Fig. VII.6). Além disso, a quase totalidade destas rochas localiza-se no campo dos leucogranitos e define uma tendência de declive vertical, consistente com uma origem por anatexia crustal. Por outro lado, verifica-se que grande parte das amostras analisadas se situam no sector em que a moscovite predomina sobre a biotite, o que está de acordo com as observações petrográficas.

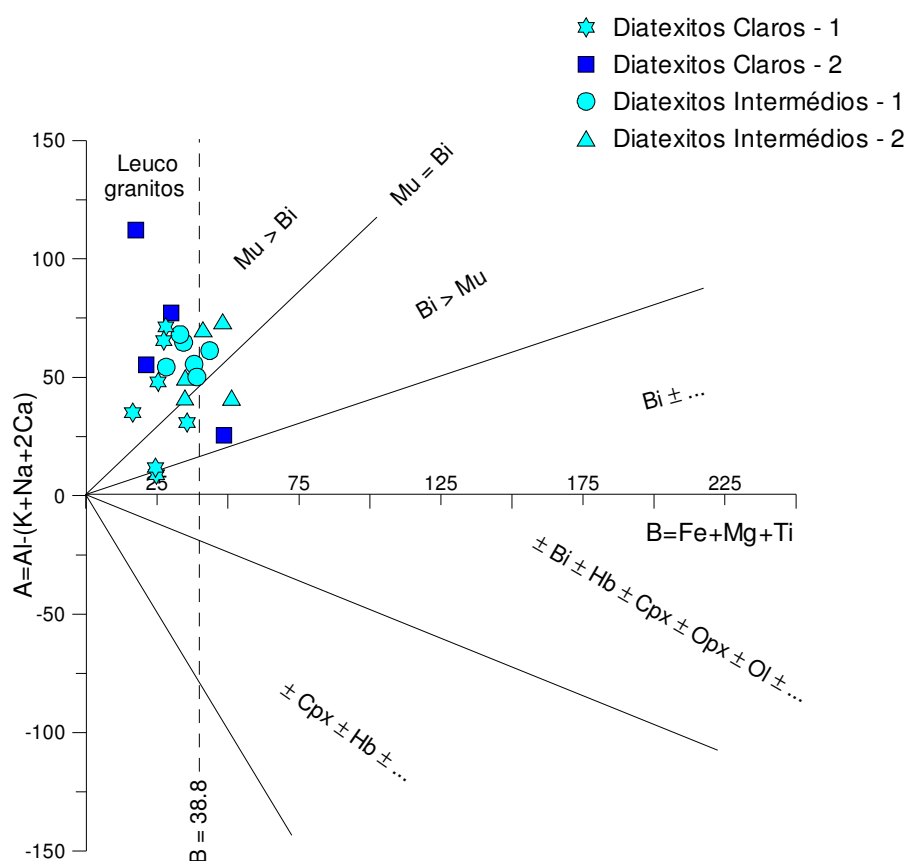


Figura VII.6 – Projecção das amostras de diatexitos de cor clara e intermédia no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, 1988). Mu – moscovite; Bi – biotite; Ho – hornblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina.

A projecção das análises químicas do granito de Banabuiú, aplogranito e pegmatitos no diagrama A-B (Fig. VII.7) também se faz inteiramente no domínio peraluminoso, apesar de exibirem valores de A tendencialmente inferiores.

Contrariamente aos gnaisses, pegmatitos e aplogranitos, um número significativo de amostras do granito mostra predomínio de biotite sobre a moscovite ( $Bi > Mu$ ).

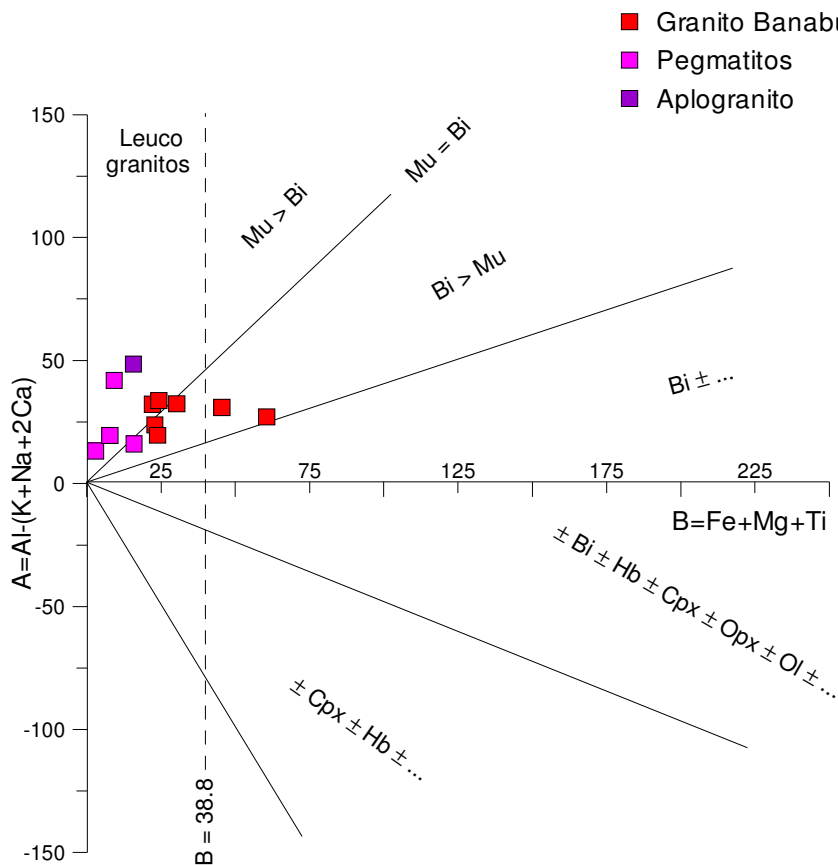


Figura VII.7 – Projeção das amostras do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983; 1988). Mu – moscovite; Bi – biotite; Ho – hornblenda; Opx – ortopiroxena; Cpx – clinopiroxena; Ol – olivina.

O diagrama rectangular combinado B vs.  $K/(Na+K)$  e B vs. Q permite discriminar diferentes sub-tipos de associações aluminosas. A distribuição dos litótipos estudados nos diagramas das Fig. VII.8 e VII.9 parece definir uma tendência de aumento progressivo de  $K/(Na+K)$  para proporções de quartzo (Q) e de minerais máficos (B) relativamente constantes, o que é compatível com os dados da petrografia. As três amostras de trondjemitos são as que apresentam conteúdos mais altos em quartzo e mais baixos de  $K/(Na+K)$ , como seria expectável pela elevada relação plagioclase/feldspato potássico nestas litologias.

Grande parte das restantes amostras de gnaisses, granito, pegmatitos e aplogranito situam-se nos campos das associações sódico-potássicas e potássicas,

subleucocratas a leucocratas, reflectindo as variações nas razões feldspato potássico / plagioclase e nas proporções de minerais máficos (biotite) (Fig. VII.8 e VII.9).

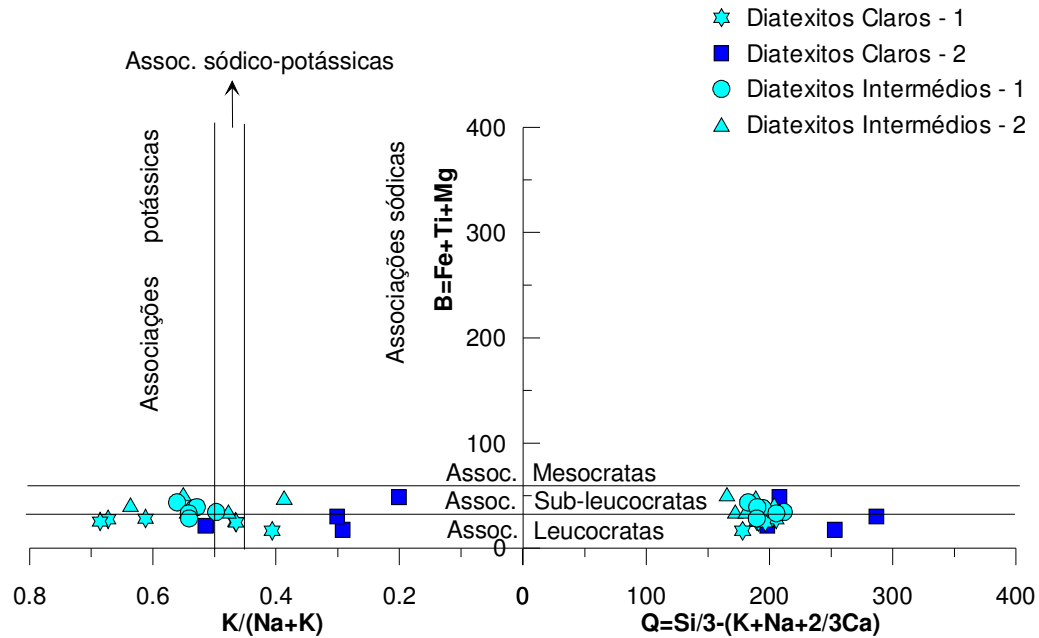


Figura VII.8 – Projeção das amostras de diatexitos claros e intermédios no diagrama B-K/(Na+K) e B-Q de Debon & Le Fort (1983; 1988).

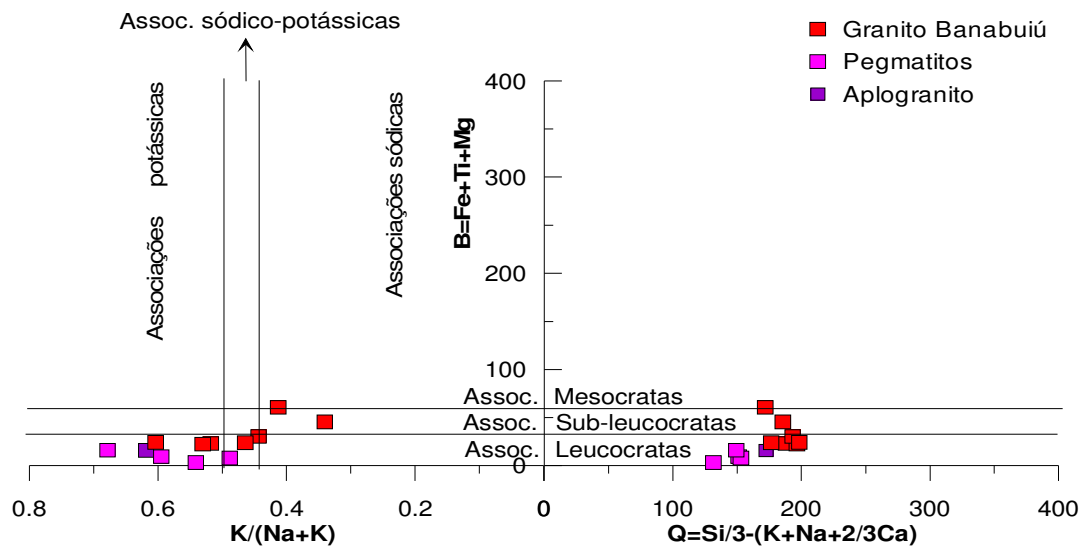


Figura VII.9 – Projeção das amostras do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama B-K/(Na+K) e B-Q de Debon & Le Fort (1983; 1988).

### VII.3. CLASSIFICAÇÕES QUÍMICAS

O carácter peraluminoso das rochas analisadas fica bem ilustrado no diagrama A/CNK vs.  $\text{SiO}_2$  proposto por Clarke (1992) (Fig. VII.10 e VII.11). Tanto os gnaisses de cor clara e intermédia como o granito exibem razões A/CNK superiores a 1.1, o que reforça a hipótese de uma derivação a partir da fusão parcial de protólitos metassedimentares (metapelitos e/ou metagrauvaques).

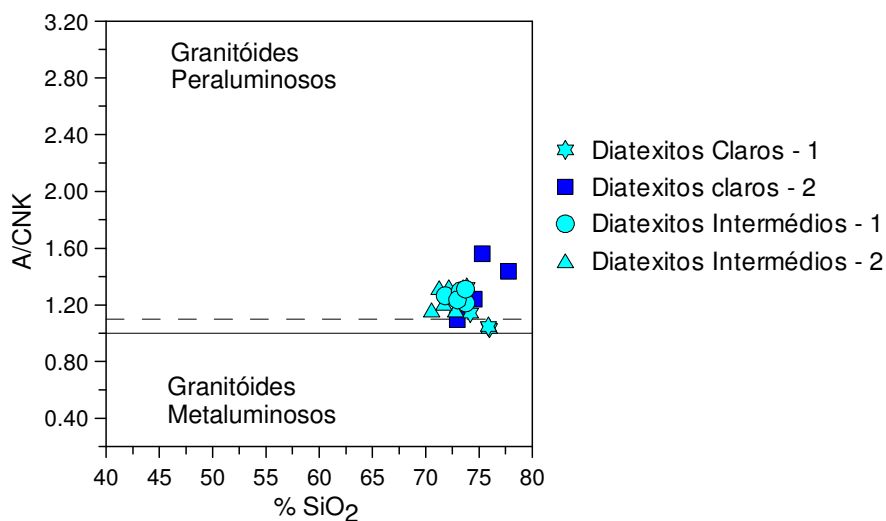


Figura VII.10 – Diagrama de variação A/CNK vs.  $\text{SiO}_2$  (Clarke, 1992) para as amostras de diatexitos claros e intermédios do DCC.

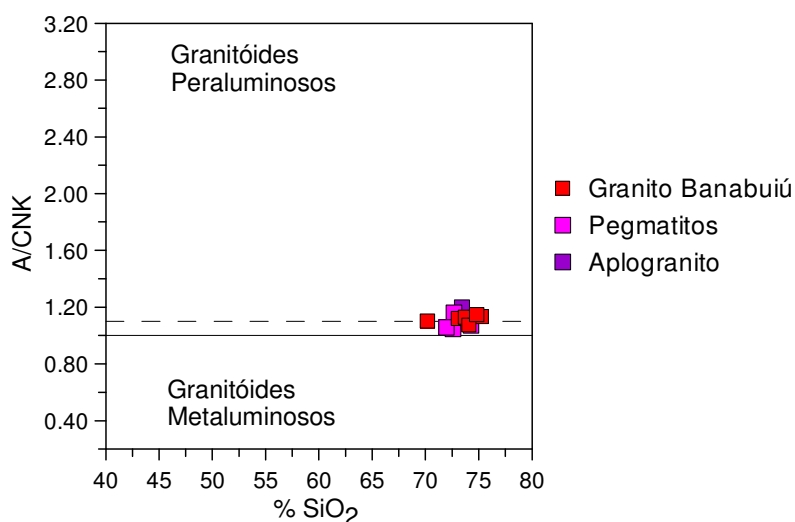


Figura VII.11 – Diagrama de variação A/CNK vs.  $\text{SiO}_2$  (Clarke, 1992) para as amostras do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.

Miller (1985) prefere utilizar o diagrama AFM para estimar o grau de saturação em alumina, na medida em que deste modo se podem relacionar as diferenças composicionais com a mineralogia. Neste diagrama, as amostras dos gnaisses leucocráticos e mesocráticos, granito, pegmatitos e aplogranito projectam-se claramente no domínio dos granitóides fortemente peraluminosos (PS) (Fig. VII.12).

Neste tipo de granitóides, sobretudo naqueles em que os valores de A são mais elevados, é de esperar que estejam presentes fases aluminosas como a moscovite, a cordierite, a granada ou um dos polimorfos de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (Miller, 1985). De facto, a moscovite foi identificada em todos os litótipos estudados. No entanto, não pode excluir-se a possibilidade de alguns dos gnaisses amostrados também conterem cordierite, como foi sugerido no capítulo da petrografia.

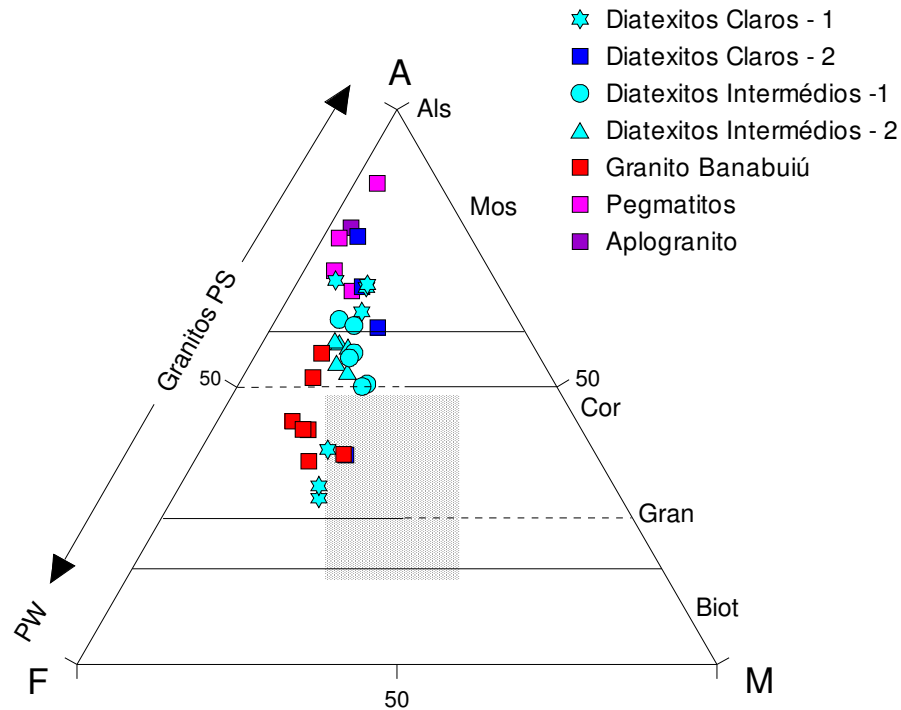


Figura VII.12 – Diagrama AFM (Miller, 1985) para as amostras dos diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito. A, F, M correspondem a proporções moleculares, sendo  $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  e CaO representa a quantidade de CaO que resta depois da formação da apatite; F = FeO e M = MgO. Campos: PS – fortemente peraluminoso; PW – fracamente peraluminoso. Mos – moscovite; Cor – cordierite; Gran – granada; Biot – biotite. Assinala-se a sombreado o campo ocupado pelos diatexitos escuros e metatexitos do DCC.

Excluindo os pegmatitos e o aplogranito que correspondem a produtos da diferenciação do magma granítico que originou o maciço de Banabuiú, verifica-se que a disposição das amostras dos diatexitos e do granito no diagrama AFM é compatível



com uma origem por anatexia de fontes pelíticas e/ou quartzo-felspáticas (grauvacóides) (Miller, 1985).

A dispersão dos diatexitos de cor clara e intermédia pode ser atribuída a três factores distintos que não são mutuamente exclusivos: (a) variação nas taxas de fusão parcial, (b) envolvimento de múltiplos protólitos (metapelitos + metagrauvaques) no processo de anatexia e (c) mistura, em proporções variáveis, de fundido com material restítico.

No mesmo diagrama, assinala-se a sombreado o campo ocupado pelas amostras de metatexitos e diatexitos escuros. Apesar destas litologias poderem representar distintos componentes do processo de migmatização (mesossomas, melanossomas restíticos e misturas de melanossomas restíticos com pequenas proporções de fundidos quartzo feldspáticos), não foi possível estabelecer correlações claras entre os vários litótipos, o que parece apontar para o envolvimento de fontes crustais heterogêneas e/ou diferentes taxas de fusão parcial na sua formação.

Por fim, as amostras do granito de Banabuiú tendem a apresentar um carácter ligeiramente menos peraluminoso do que a maioria dos gnaisses leucocráticos e mesocráticos e composições mais próximas das dos potenciais protólitos, sugerindo que a génese destes magmas resultou de maiores graus de fusão parcial.

Frost *et al.* (2001) desenvolveram um esquema de classificação para rochas granitóides usando os seguintes parâmetros: (a) Índice “Fe number” =  $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$  para separar granitóides ferrosos de magnesianos; (b) Índice de alcalinidade  $\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  para discriminação de quatro tipos de séries magmáticas – cálcicas, calco-alcalinas, alcalino-cálcicas e alcalinas e (c) Índice catiónico de saturação em alumina  $\text{ASI} = \text{Al} / ((\text{Ca} - 1.67\text{P}) + (\text{Na} + \text{K}))$ .

Segundo este esquema de classificação, tanto os gnaisses de cor clara e intermédia como o granito, os pegmatitos e o aplogranito exibem assinaturas geoquímicas transicionais entre os granitóides magnesianos e ferrosos (Fig. VII.13), composições calco-alcalinas, alcalino-cálcicas e alcalinas e elevados valores de  $\text{SiO}_2$  (Fig. VII.14).

Como se pode comprovar pela sua projecção nos diagramas das Figuras VII.13 e VII.14, as suas características composicionais são típicas do grupo dos leucogranitos peraluminosos para os quais se propõe uma origem por anatexia de rochas metassedimentares em ambientes de colisão continental (e.g. Chappell & White, 1984; Le Fort, 1981; England & Thompson, 1984; Barbarin, 1999; Frost *et al.*, 2001).

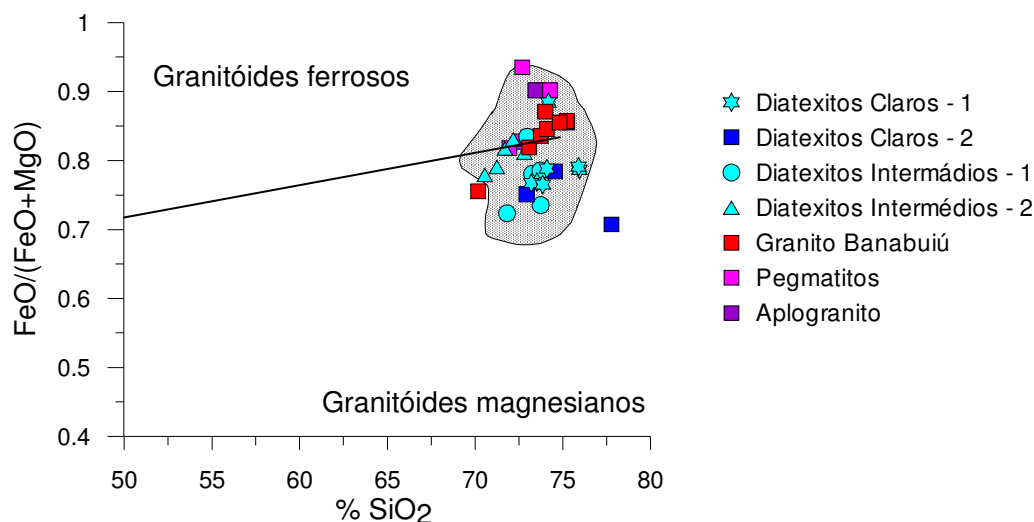


Figura VII.13 – Diagrama  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001) para as amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito. O campo marcado a sombreado corresponde ao domínio dos leucogranitos peraluminosos, definido por Frost et al. (2001).

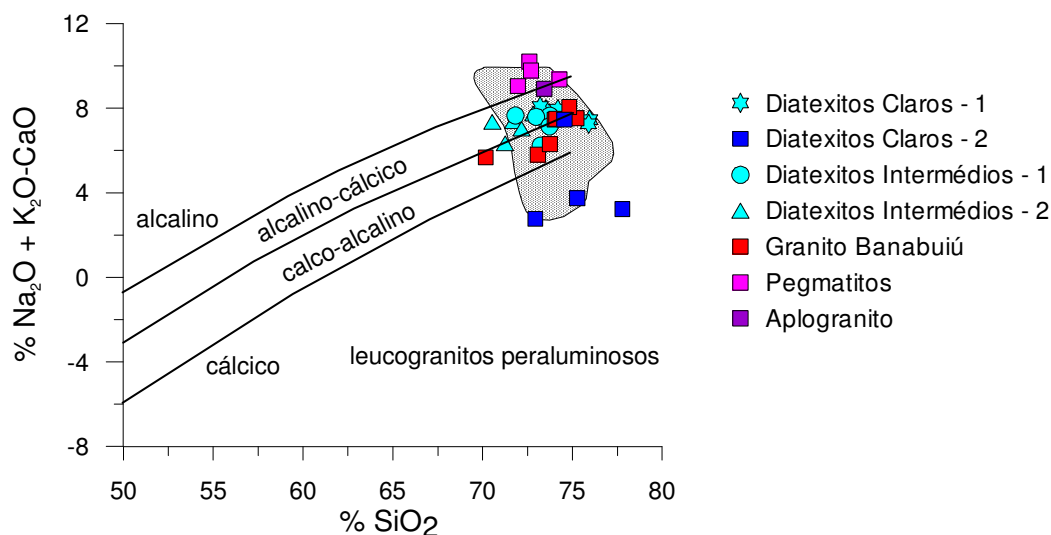


Figura VII.14 – Diagrama.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001) para as amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito. O campo marcado a sombreado corresponde ao domínio dos leucogranitos peraluminosos, definido por Frost et al. (2001).

Finalmente, ao projectar as amostras estudadas no diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975), verifica-se que a maioria dos gnaisses se localizam nos campos I, II e III, com excepção de duas amostras de trondjemitos (campo IV - granodioritos) (Fig. VII.15). O granito Banabuiú é classificado como um granito normal enquanto os pegmatitos e o aplogranito se situam no domínio dos granitos muito diferenciados (Fig. VII.15).

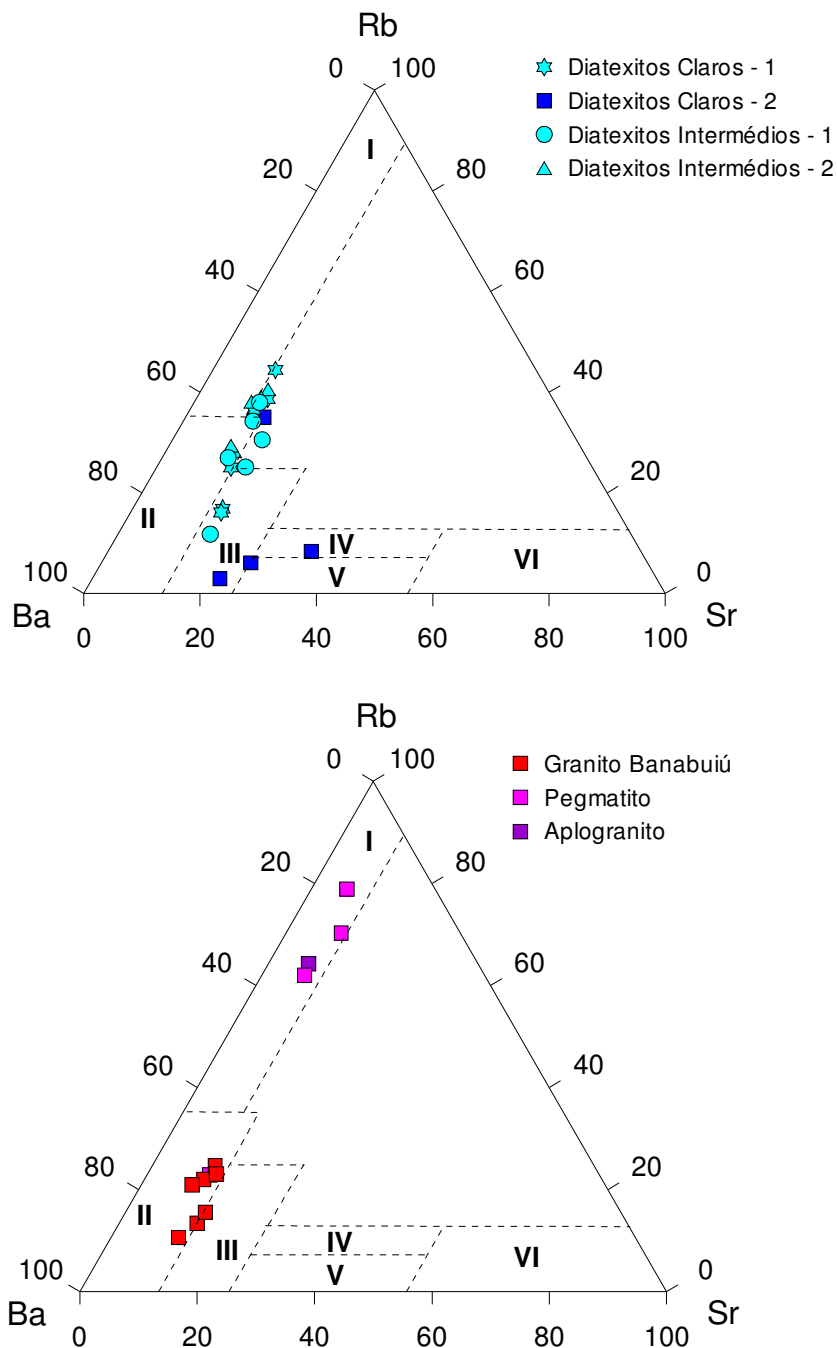


Figura VII.15 – Projecção das amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily & El Soky (1975). Campos I – granitos muito diferenciados, II – granitos normais, III – granitos anómalos, IV – granodioritos, V – quartzodioritos, VI – dioritos.

#### VII.4. DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÓNICA

Nos diagramas de discriminação tectónica Rb-(Y+Nb) e Nb-Y criados por Pearce *et al.* (1984), a maioria das amostras estudadas cai no campo dos granitóides

sin-colisionais - SIN-COL (Fig. VII.16) e sin-colisionais e de arco vulcânico – SIN-COL + VAG (Fig. VII.17).

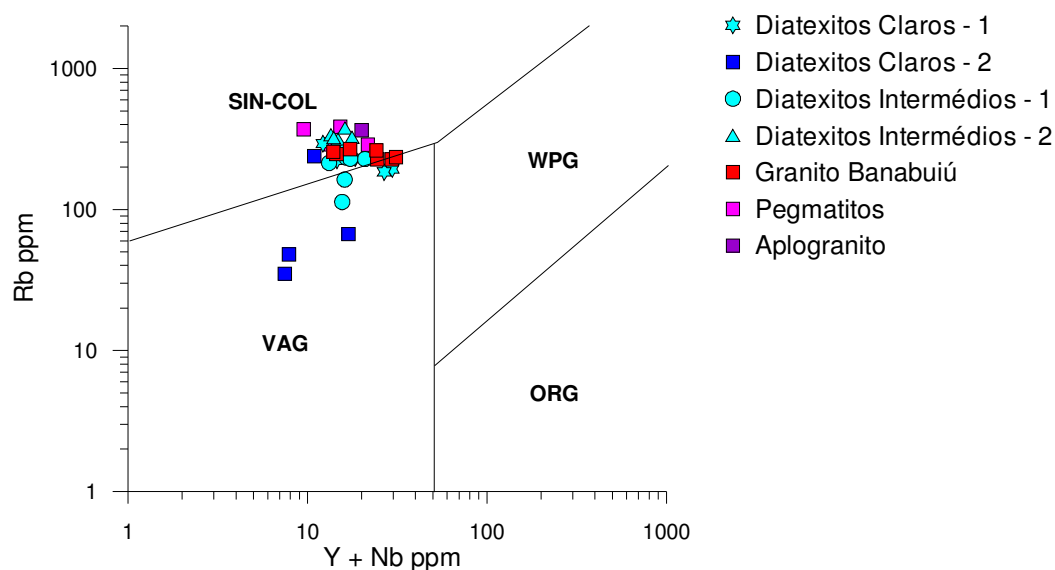


Figura VII.16 – Projecção das amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama de discriminação tectónica Rb vs. Y+Nb de Pearce et al. (1984).

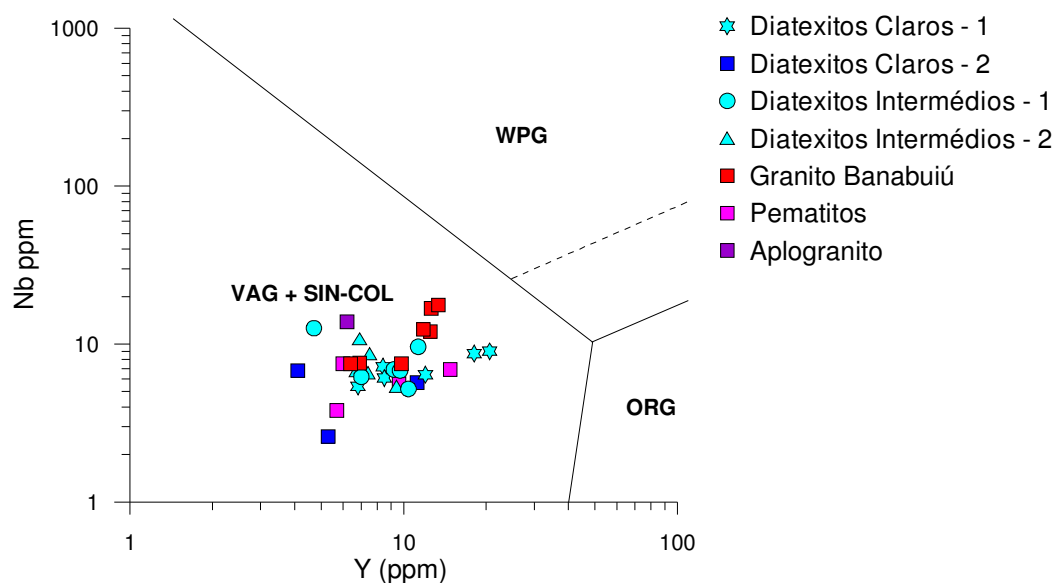


Figura VII.17 – Projecção das amostras de diatexitos claros e intermédios, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito no diagrama de discriminação tectónica Nb vs. Y de Pearce et al. (1984).

No caso do granito de Banabuiú e dos pegmatitos e aplogranito com ele relacionados, esta classificação está de acordo com o ambiente tectónico sin-colisional inferido a partir dos dados de campo e de geologia regional (ver caps. II e III). Por

outro lado, o elevado grau de sobreposição entre as amostras de gnaisses e granito apoia uma forte relação genética entre estas litologias.

Note-se que a utilização dos diagramas de Pearce *et al.* (1984) como discriminantes tectónicos requer alguns cuidados, uma vez que a assinatura geoquímica das rochas pode ser afectada por processos independentes do ambiente tectónico tais como: mistura de magmas, acumulação de minerais, fluxo de voláteis e fraccionamento de fases acessórias ricas em oligoelementos (Hanson, 1978; Pearce *et al.*, 1984; Rollinson, 1995). De facto, a projecção das três amostras de trondjemitos no campo VAG (Fig. VII.16) está provavelmente associada aos efeitos de acumulação de plagioclase nestas rochas.

## VII.5. DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO QUÍMICA

A diversidade composicional das associações magmáticas pode ser analisada através de gráficos cartesianos em que se projectam as concentrações dos diferentes elementos químicos contra um componente e/ou parâmetro, designado por índice de diferenciação magmática, que se comporta de modo regular durante os processos magmáticos.

Embora o teor em  $\text{SiO}_2$  (expresso em % ponderal) seja frequentemente escolhido para índice de diferenciação magmática, no caso presente, optou-se por usar o  $\text{FeO}_{\text{total}}$  como parâmetro de projecção pois permite uma melhor discriminação da variabilidade química das diferentes unidades estudadas. Os diagramas de variação química para os gnaisses do DCC, incluindo diatexitos escuros e metatexitos, e para o granito, pegmatitos e aplogranito são apresentados nas Figs. VII.18 - VII.21.

### VII.5.1. Elementos maiores

No seu conjunto, as amostras dos gnaisses tendem a definir tendências de variação coerentes, marcadas por um enriquecimento em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e um empobrecimento em  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  com a diminuição de  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  (Fig. VII.18). O  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mantém-se relativamente constante, enquanto o  $\text{K}_2\text{O}$ , o  $\text{CaO}$  e o  $\text{P}_2\text{O}_5$  mostram grande dispersão (Fig. VII.18).

As amostras dos diatexitos escuros, em particular as do grupo 1, projectam-se no extremo mais máfico da sequência e apresentam teores em  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  sistematicamente mais altos do que os metatexitos, o que aponta para a presença de um importante componente de natureza restítica nestas litologias.

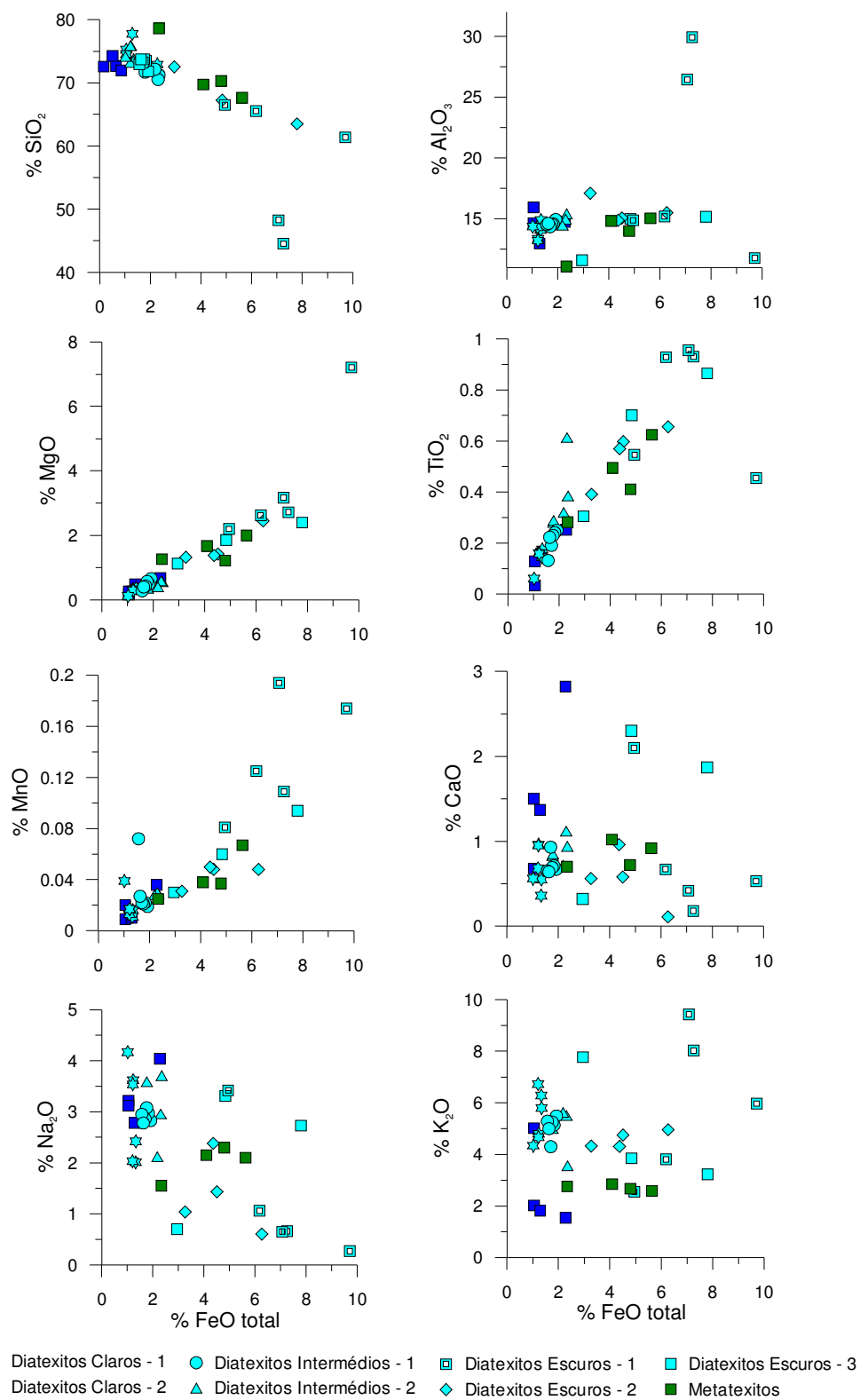


Figura VII.18 – Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras de diatexitos e metatexitos do DCC.

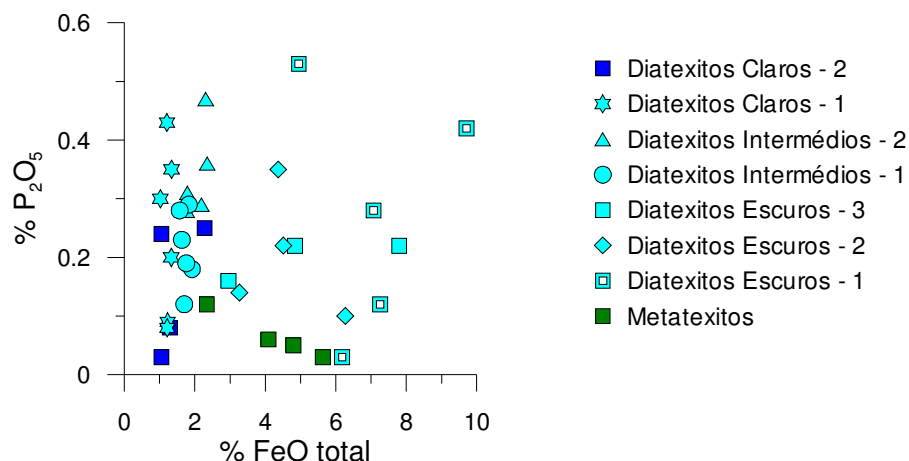


Figura VII.18 (continuação) – Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras de diatexitos e metatexitos do DCC.

Com efeito, o enriquecimento em  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  nos diatexitos escuros do grupo 1 parece reflectir o fraccionamento de silicatos ferro-magnesianos (principalmente biotite) no resíduo sólido da fusão parcial (melanossoma) e está de acordo com a associação mineralógica encontrada nestas rochas (biotite + moscovite  $\pm$  quartzo  $\pm$  turmalina  $\pm$  granada  $\pm$  cordierite? + opacos).

Os valores anormalmente baixos de  $\text{SiO}_2$  e altos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$  em duas das amostras de gnaisses escuros poderão ser atribuídos ao seu carácter fortemente pelítico e à ausência de quartzo. Por outro lado, as características transicionais dos restantes diatexitos melanocráticos (grupos 2 e 3) levam a interpretá-los como misturas, em proporções variáveis, de melanossomas com pequenas quantidades de material quartzo-feldspático (leucossomas).

Os metatexitos, com teores em  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  compreendidos entre 2-6%, projectam-se na parte central da sequência e têm composições intermédias entre os melanossomas e os gnaisses mesocráticos e leucocráticos (Fig. VII.18). A sua disposição nos diagramas, assim como os dados de campo e da petrografia, sugerem que estas litologias possam representar porções dos protólitos metassedimentares originais (mesossomas) o que, a confirmar-se, implicaria a participação de fontes de natureza metagrauváquica no processo de migmatização.

Os diatexitos de cor clara e intermédia ocupam o extremo félsico da sequência e as suas composições revelam um enriquecimento em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  e um decréscimo em  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  relativamente à dos potenciais protólitos, como seria de esperar em fundidos de anatexia crustal (neossomas / leucossomas). No entanto, a variabilidade do  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$  nestes litótipos sugere que não

correspondam a simples fundidos, mas a misturas de fundido com cristais residuais e/ou cumulados de feldspato potássico e/ou plagioclase. No caso dos leucossomas com composições trondjemíticas, os efeitos da acumulação de plagioclase explicam os seus baixos teores em  $K_2O$  e elevadas concentrações em  $CaO$ .

Por outro lado, a dispersão de valores de  $P_2O_5$  no conjunto da sequência reflecte variações significativas nas proporções modais de apatite e de monazite, que poderão estar relacionadas com diferentes graus de dissolução ou de retenção destas fases acessórias.

Nos diagramas de variação química da Fig. VII.19, verifica-se que as amostras do granito de Banabuiú definem alinhamentos caracterizados por um decréscimo sistemático de  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$  e aumento de  $SiO_2$  e  $K_2O$  com a diminuição de  $Fe_2O_3t$ , o que aponta para a participação de mecanismos de cristalização fraccionada, envolvendo biotite, ilmenite, plagioclase e apatite  $\pm$  monazite, na sua evolução. A ausência de uma correlação positiva clara entre  $Al_2O_3$  e  $Fe_2O_3t$  sugere que o fraccionamento de plagioclase não foi suficiente para produzir um empobrecimento regular em alumina, embora se observe uma certa tendência para a diminuição deste componente dos termos menos evoluídos para os mais diferenciados.

As amostras de pegmatitos e de aplogranito apresentam um carácter extremamente diferenciado e exibem conteúdos muito baixos em  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  e altos em  $K_2O$ , comparativamente aos do granito. O ligeiro aumento de  $Al_2O_3$  e diminuição em  $SiO_2$  nestas rochas poderá resultar da cristalização fraccionada de quartzo nos últimos estádios de evolução do magma granítico ou reflectir, em alternativa, efeitos de segregação magmática nos fluidos pegmatíticos, com consequente precipitação / acumulação de fases aluminosas, pobres em sílica (moscovite  $\pm$  turmalina). Aliás, o comportamento do  $MnO$  e do  $P_2O_5$  também parece ter sido controlado por fenómenos de segregação magmática que terão levado à formação de granada rica em espessartite e/ou à concentração de apatite nalguns veios pegmatíticos e aplograníticos.

Por fim, é de realçar que existe um elevado grau de sobreposição composicional entre as amostras do granito de Banabuiú e as dos gnaisses mesocráticos e leucocráticos do DCC (Figs. VII.18 e VII.19) sugerindo uma forte relação genética entre estas litologias.



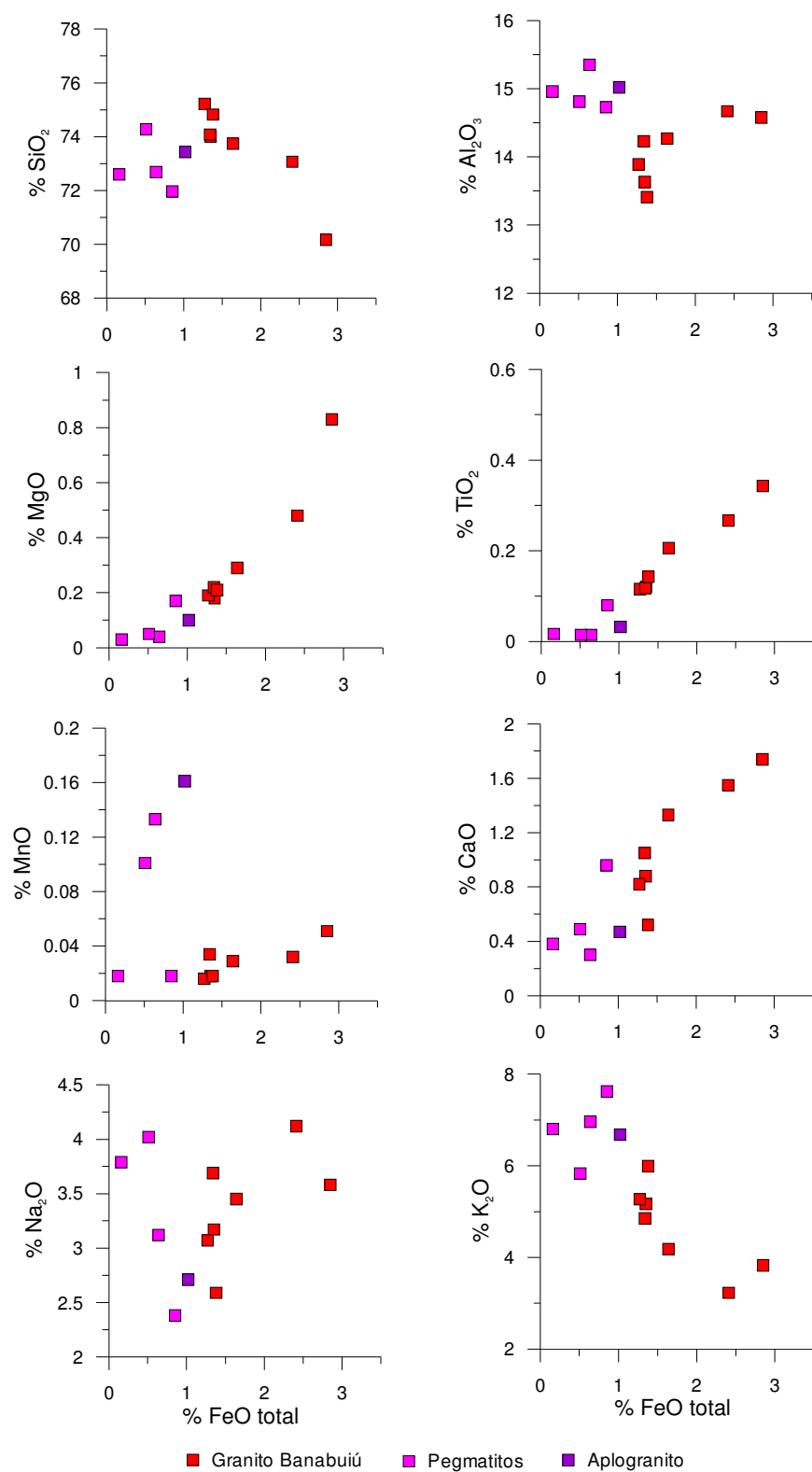


Figura VII.19 – Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras do Granito Banabuiú, aplito e pegmatitos.

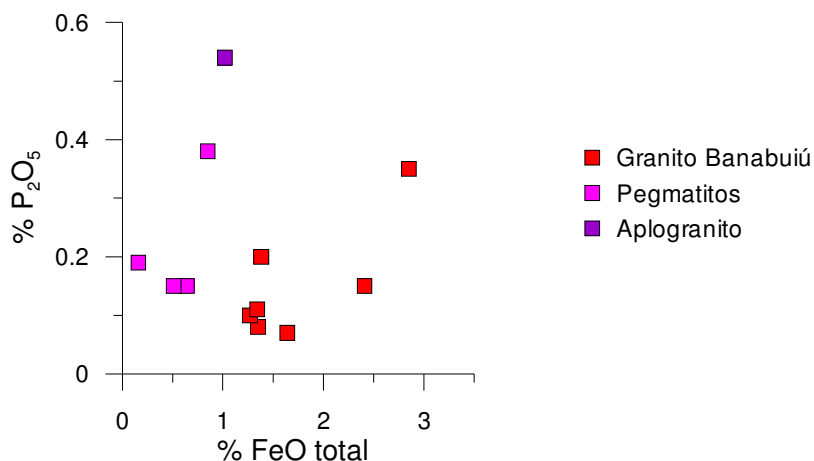


Figura VII.19 (continuação) – Diagramas de variação química de elementos maiores para as amostras do Granito Banabuiú, aplito e pegmatitos.

### VII.5.2. Elementos traço

Os elementos traço não formam, em geral, minerais próprios, ocorrendo sobretudo a substituir os elementos maiores na estrutura dos principais minerais constituintes das rochas. São habitualmente divididos em duas grandes categorias consoante o seu comportamento durante os processos de fusão / cristalização: (1) elementos compatíveis, que tendem a ser incorporados nas fases sólidas (minerais) e (2) elementos incompatíveis, com maior afinidade para o fundido silicatado (“melt”).

A distribuição dos elementos traço entre as fases minerais e o fundido silicatado pode ser descrita pelo coeficiente de distribuição ou coeficiente de partilha de Nernst ( $K_d$ ):

$$K_d = C_S / C_L$$

onde,  $C_S$  representa a concentração do elemento na fase mineral (sólido) e  $C_L$  corresponde à concentração do elemento no líquido com o qual o mineral está em equilíbrio. Assim, os elementos compatíveis mostram  $K_d > 1$ , enquanto os incompatíveis apresentam valores inferiores a 1.

O grau de compatibilidade de um determinado elemento é função da carga e do raio iónico. Assim, os elementos com raio iónico pequeno e carga relativamente reduzida apresentam fortes semelhanças com o Fe e o Mg e tendem a mostrar comportamento compatível nos silicatos ferro-magnesianos de alta temperatura (e.g. olivina e piroxena), como sucede com os metais de transição (Cr, V, Sc, Ni, Co).

Em contrapartida, os elementos incompatíveis nestas fases minerais são normalmente divididos em dois grupos, com base na sua força de campo (razão entre a carga e o raio iónico) (Rollinson, 1993):

- 1- elementos litófilos de grande raio iónico (LILE), com baixa força de campo, de que são exemplo o Ba, o Rb, o Sr, o Cs, o Th e o U;
- 2- elementos de grande força de campo (HFSE) como o Zr, o Hf, o Nb, o Ta, o Y e as terras raras (TR).

Embora os elementos Terras Raras (TR) sejam geralmente incluídos no grupo dos HFSE, os de menor número atómico (terras raras leves) apresentam alguma afinidade com os LILE, pelo que este conjunto de elementos é muitas vezes tratado separadamente.

Nos diagramas de variação química da Fig. VII.20, verifica-se que os LILE não definem tendências evolutivas claras nos gnaisses do DCC. No caso do Ba, Rb e Sr, a dispersão observada pode dever-se, pelo menos em parte, à grande mobilidade destes elementos. No entanto, tendo em conta que o Sr tende a substituir o Ca na plagioclase e, em menor escala, o K no feldspato potássico, e que o Ba e o Rb são incorporados na biotite e no feldspato potássico, é possível retirar as seguintes conclusões:

(a) Os baixos valores de Sr e altos teores de Rb nos diatexitos escuros do grupo 1, comparativamente aos dos metatexitos, são compatíveis com a retenção de biotite no resíduo sólido ( $K_{Rb} > 1$ ) e com a participação de plagioclase ( $K_{Sr} > 1$ ) como reagente no processo de fusão parcial, confirmando a natureza restítica destes litótipos (melanossomas). O Ba não mostra um comportamento tão coerente como o Rb, o que poderá estar relacionado com o facto dos coeficientes de partilha deste elemento no feldspato potássico serem superiores aos do Rb (Tabela VII.1, Rollinson, 1993). Assim, é provável que a maior ou menor eficiência dos fenómenos de extracção e migração de fundido e/ou o grau de envolvimento de feldspato potássico na fusão levem a flutuações acentuadas nas concentrações de Ba no melanossoma.

*Tabela VII.1 – Coeficientes de partilha para o Ba, o Rb e o Sr*

	<b>Líquidos dacíticos / riolíticos*</b>			
	<b>Plagioclase</b>	<b>FK</b>	<b>Biotite</b>	<b>FK</b>
<b>Rb</b>	0.04-0.11	0.34-1.75	2.24-4.20	0.34-1.75
<b>Sr</b>	2.84-15.63	3.76-5.40	0.12-0.45	3.76-5.40
<b>Ba</b>	0.31-1.52	4.30-11.5	5.37-23.5	4.30-11.5

*\*Arth (1976); Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985)*

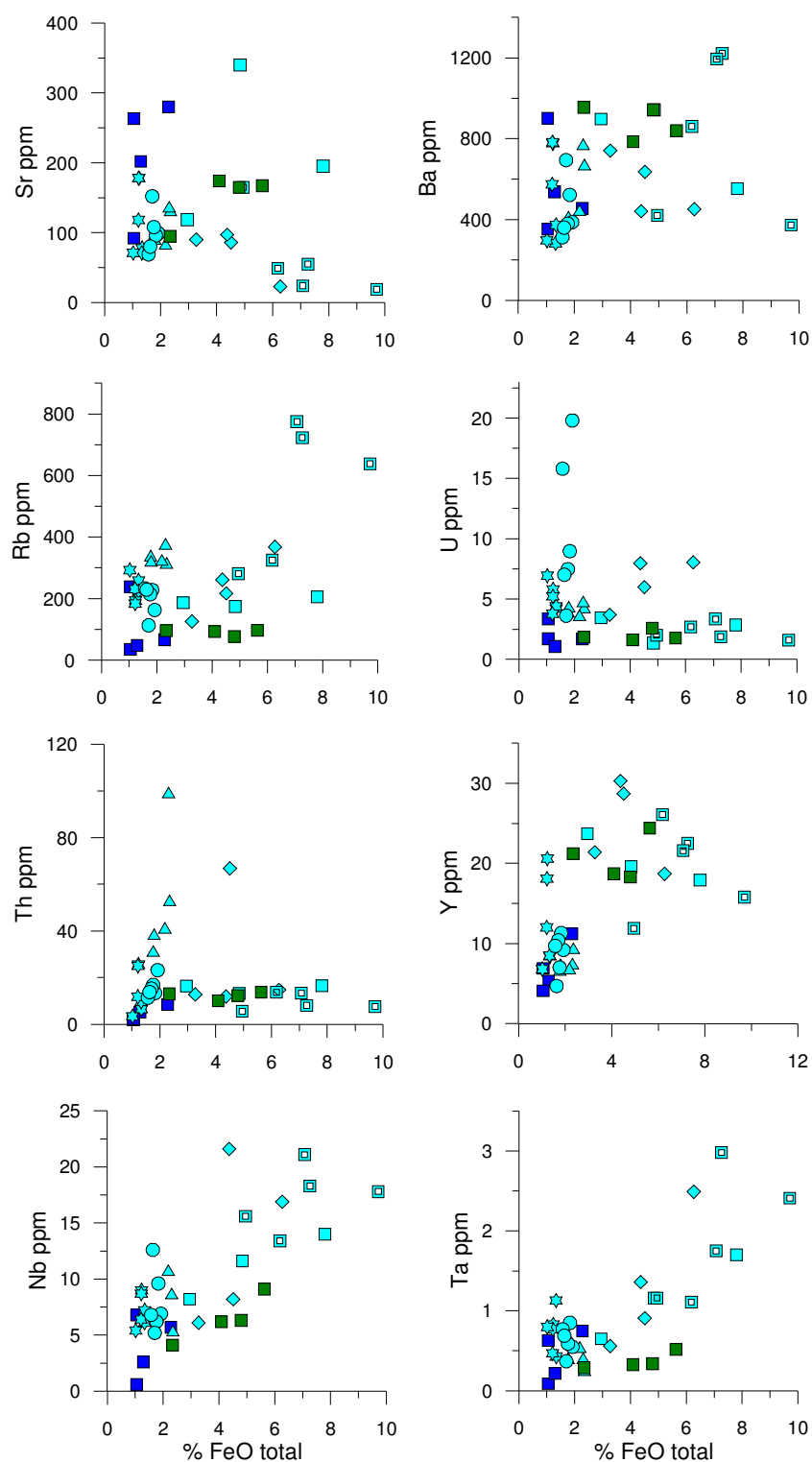


Figura VII.20 – Diagramas de variação química de elementos traço para as amostras de diatexitos e metatexitos do DCC.

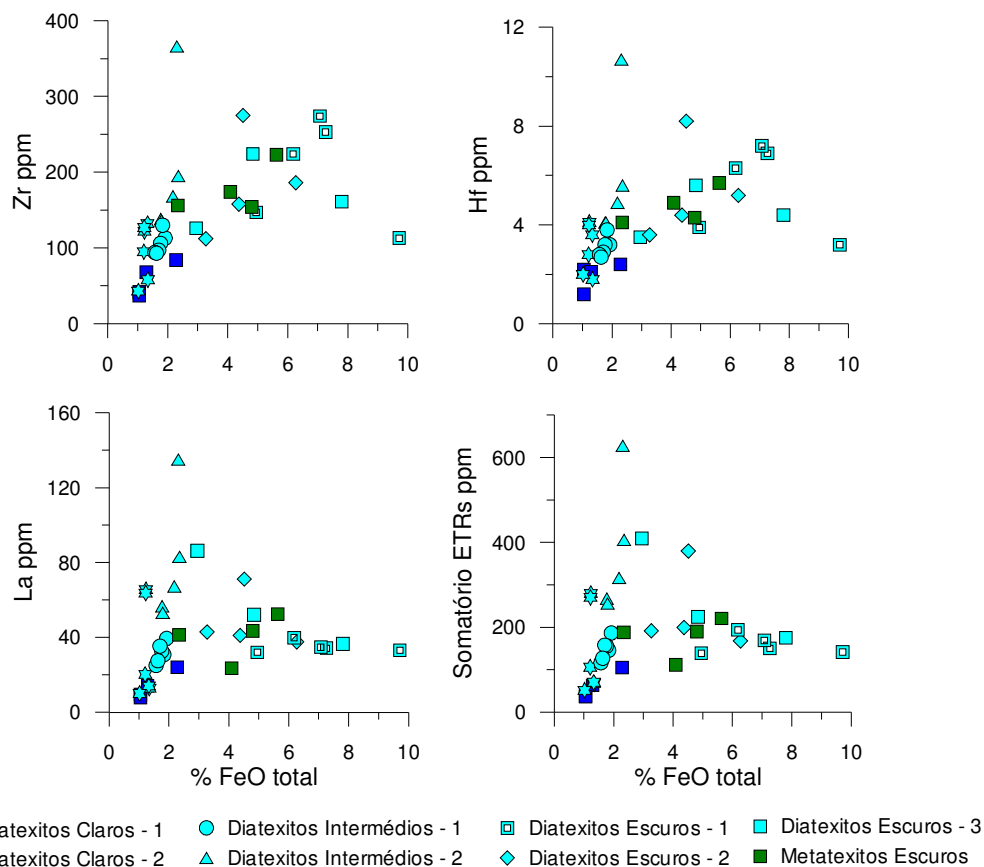


Figura VII.20 (continuação) – Diagramas de variação química de elementos traço para as amostras de diatexitos e metatexitos do DCC.

(b) Nos gnaisses escuros dos grupos 2 e 3, o comportamento do Sr, Ba e Rb é bastante mais variável do que nos do grupo 1, provavelmente como consequência da separação incompleta entre componente restítica e fundido. A maioria das amostras apresenta teores em Rb superiores aos dos potenciais protólitos (metatexitos) e inferiores aos dos melanossomas (diatexitos escuros do grupo 1), denotando a presença de proporções significativas de biotite refractária. Por outro lado, as concentrações em Sr tendem a ser intermédias entre os metatexitos e os melanossomas (Fig. VII.20), o que aponta para um maior conteúdo de plagioclase (residual e/ou neossomática) nestas rochas. Os elevados teores de Sr em duas das amostras dos diatexitos escuros do grupo 3 fazem supor efeitos de acumulação de plagioclase. Tal como se referiu anteriormente, o comportamento do Ba parece ter sido controlado essencialmente pelo feldspato potássico e revela uma tendência para aumentar com a diminuição de  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  (Fig. VII.20), i.e., dos termos mais máficos para

os menos melanocráticos, o que é consistente com a incorporação de proporções crescentes de material quartzo-feldspático (neossoma).

(c) Os diatexitos mesocráticos e leucocráticos exibem uma grande dispersão nos teores de LILE para valores comparáveis de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fig. VII.20). A sua variabilidade parece traduzir diferenças significativas na relação plagioclase / feldspato potássico dos neossomas, como resultado de fenómenos de acumulação, fraccionamento ou retenção de cristais residuais.

Os outros dois elementos do grupo dos LILE (Th e U) são fortemente compatíveis no zircão ( $K_d \gg 1$ ), embora também possam ser incorporados na monazite (Tabela VII.2; Rollinson, 1993). Segundo Watt & Harley (1993) e Wolf & London (1995), a solubilidade do zircão e da monazite em fundidos peraluminosos são baixas, o que faz com que estas fases minerais tendam a concentrar-se no resíduo. Deste modo, seria de esperar que o comportamento do U e do Th mimetizassem o do Zr e do Hf e mostrassem um enriquecimento nos diatexitos escuros (grupo 1), acompanhado por um empobrecimento complementar nos neossomas. Contudo, nos diagramas da Figura VII.20, nota-se que enquanto o Zr e o Hf definem tendências de variação regulares marcadas por um decréscimo dos termos mais máficos para os mais félsicos, os teores de U são claramente mais elevados nos gnaisses leucocráticos e, sobretudo, em algumas amostras dos diatexitos mesocráticos heterogéneos (grupo 1).

*Tabela VII.2 – Coeficientes de partilha para Th, U e HFSE em líquidos dacítico-riolíticos\**

	<b>Apatite</b>	<b>Zircão</b>	<b>Granada</b>	<b>Ilmenite</b>	<b>Biotite</b>
<b>U</b>	-	340.5	-	0.517-3.200	0.773-0.167
<b>Th</b>	-	76.80	-	0.463-7.500	0.997-1.227
<b>Zr</b>	0.1-0.64	-	1.2	-	1.197
<b>Hf</b>	0.73	977-3193	3.3	1.883-3.1	0.703-0.600
<b>Nb</b>	0.1	-	-		6.367
<b>Ta</b>	-	47.5	47.5	3.167-106	1.567-1.340
<b>Y</b>	40	-	35.00	-	0.030-1.233

\*Arth (1976); Pearce & Norry (1979); Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985); Fujimaki (1986); Green & Pearson (1987).

Por estas razões, admite-se que o U deverá ter sido mobilizado para o fundido, acabando por ser incorporado noutra fase mineral acessória que não foi identificada na petrografia, e que por efeitos de fraccionamento / acumulação se terá concentrado nalguns diatexitos mesocráticos heterogéneos (grupo 1). Também não pode negligenciar-se a possibilidade dos teores anómalos de U resultarem, pelo menos em

parte, de problemas de amostragem, uma vez que a pequena dimensão das amostras colhidas as torna muito susceptíveis a flutuações nas proporções modais dos minerais acessórios.

Contrariamente ao U, o Th mantém-se relativamente constante nos diatexitos escuros e metatexitos, decresce ligeiramente para os diatexitos de cor clara, mas apresenta concentrações anormalmente altas nalgumas amostras, particularmente nas dos gnaisses mesocráticos homogéneos (grupo 2) (Fig. VII.20). O seu padrão de variação segue de perto o do La e do  $\Sigma$ TR sugerindo que a monazite e a apatite são as suas principais fase suporte. Com efeito, tanto a monazite como a apatite incorporam fortemente as terras raras, especialmente as leves (Fujimaki, 1986; Yurimoto *et al.*, 1990; Taylor & McLennan, 1985).

O empobrecimento em TR, com excepção do Eu, nos leucossomas anatéticos tem sido normalmente atribuído à incapacidade destes minerais se re-equilibrarem com o fundido devido a um dos seguintes factores: (1) baixas solubilidades destas fases; (2) velocidades de extracção de “melt” superiores às suas taxas de dissolução e (3) aprisionamento dos cristais em fases residuais principais (e.g. Barbey *et al.*, 1989; 1990; Watt & Harley, 1993; Whitney & Irving, 1994; Carrington & Watt, 1995; Jung *et al.*, 1999).

Qualquer dos mecanismos referidos poderá explicar as pequenas abundâncias de La,  $\Sigma$ TR e Th na maioria das amostras dos diatexitos leucocráticos e mesocráticos heterogéneos (grupo 1) do DCC. No entanto, os valores anómalos encontrados nos gnaisses mesocráticos homogéneos e, pontualmente, nalgumas amostras dos diatexitos claros parece apontar para uma dissolução mais eficiente de monazite / apatite (maiores temperaturas de fusão), velocidades mais baixas de segregação do fundido ou ainda retenção de material restítico. Tal como se mencionou a propósito do U, não pode excluir-se a hipótese dos dados também terem sido afectados por problemas de amostragem.

Os outros elementos de grande força de campo, Ta, Nb e Y definem correlações positivas com o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fig. VII.20). O enriquecimento em Ta e Nb nas fácies mais escuras é compatível com a retenção de biotite  $\pm$  ilmenite no resíduo sólido, enquanto a maior dispersão do Y deverá estar relacionada com variações nas proporções de granada (Tabela VII.2). É de realçar que as concentrações de Ta e Nb na maioria dos gnaisses leucocráticos e mesocráticos são superiores às dos potenciais protólitos (metatexitos), sugerindo que estes litótipos são constituídos por misturas, em maior ou menor grau, de fundidos com material restítico.

O comportamento dos elementos traço (LILE e HFSE) no granito de Banabuiú está ilustrado nos diagramas da Fig. VII.21 e é caracterizado por: (a) um decréscimo regular de Sr, Ba, U, Th, Y, Nb, Zr, Hf, La e  $\Sigma$ TR com a diferenciação e (b) um aumento progressivo nos teores de Rb no mesmo sentido. As tendências observadas indicam que os mecanismos de cristalização fraccionada, envolvendo a separação de uma associação mineralógica composta por plagioclase (Sr) + biotite (Ba, Nb) + apatite / monazite (La,  $\Sigma$ TR; Th, Y) + zircão (Zr, Hf, U, Th), desempenharam um papel relevante na sua evolução. Por outro lado, a incompatibilidade do Rb na sequência sugere que a biotite não tenha sido removida em quantidade suficiente para contrabalançar os pequenos coeficientes de partilha deste elemento nas fases minerais que fraccionaram.

As amostras de pegmatitos e de aplogranito projectam-se no extremo ácido dos alinhamentos definidos pelo granito, podendo, por isso, ser interpretadas como produtos da diferenciação dos magmas graníticos (Fig. VII.21). A presença de teores muito altos em Y em duas amostras de pegmatitos está relacionada com a ocorrência de granada nestas litologias.

## VII.6. DIAGRAMAS DE TERRAS RARAS

Como se referiu na secção precedente, as fases acessórias (e.g. monazite, xenótimo, apatite, zircão) são as principais receptoras de terras raras (TR), embora este grupo de elementos possa apresentar coeficientes de partilha superiores a 1 em minerais como a biotite, moscovite e granada. Entre as fases acessórias, a monazite retém preferencialmente as terras raras leves (TRL), enquanto o zircão e o xenótimo, tal como a granada, mostram maior afinidade para as terras raras pesadas (TRP) (Brooks *et al.*, 1981; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986; Ward *et al.*, 1992). A apatite não discrimina tão fortemente as TRP das TRL e é dos minerais que exhibe maiores coeficientes de partilha para as terras raras intermédias (TRM) (Arth, 1976; Green & Pearson, 1983; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986).

O Eu é o único elemento do grupo das TR que ocorre sob a forma de iões divalentes, em contraste com os iões de carga  $3^+$  característicos dos outros lantanídeos, o que permite que os feldspatos incorporem muito mais facilmente aquele elemento do que as restantes TR.

Nas Figuras VII.22 e VII.23, apresentam-se os diagramas de terras raras normalizados para condrito, usando os valores de Evensen *et al.* (1978), nas amostras de gnaisses, granito, pegmatitos e aplogranito da região de Banabuiú.



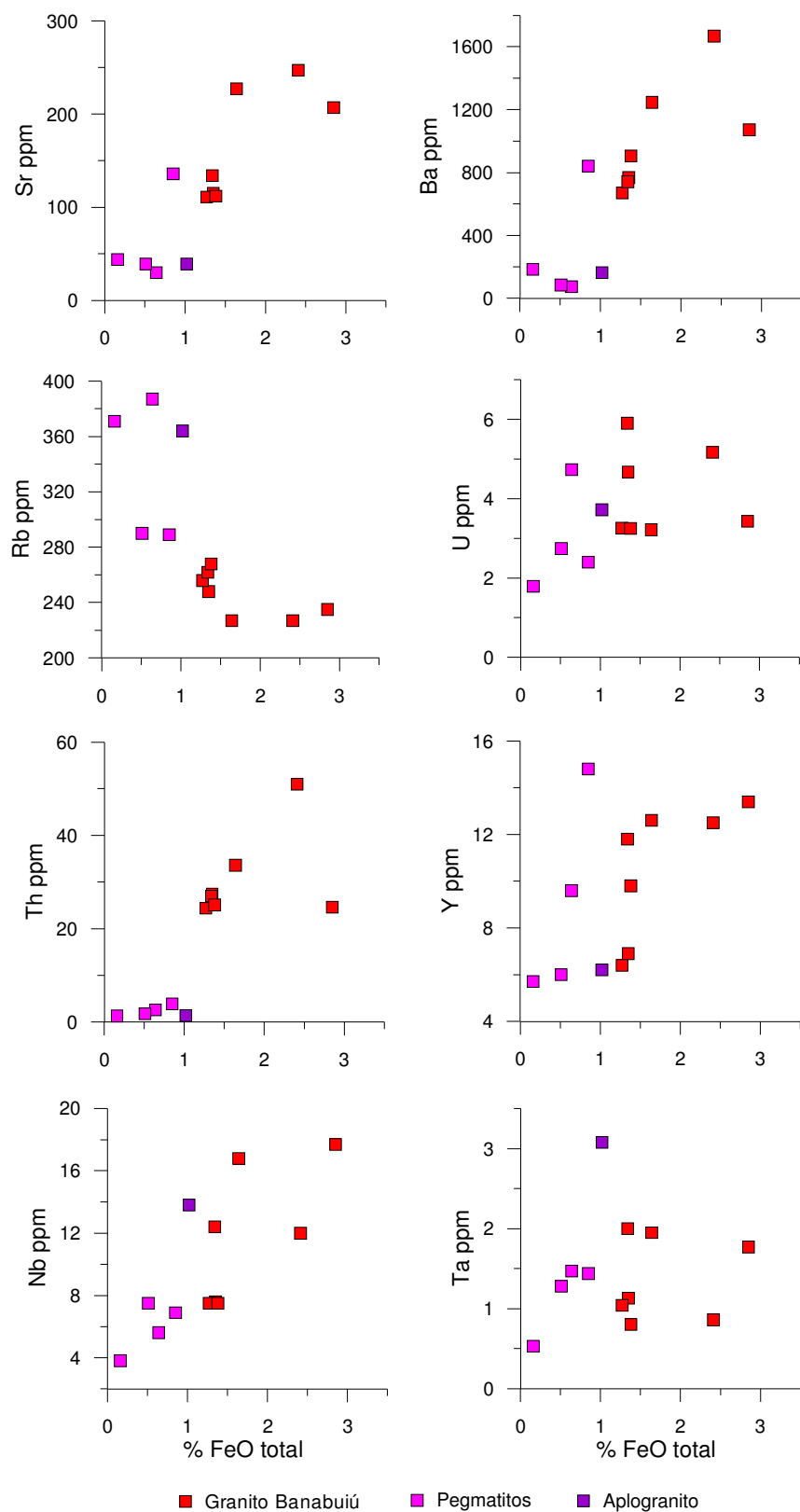


Figura VII.21 – Diagramas de variação química de elementos traço para o granito de Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.

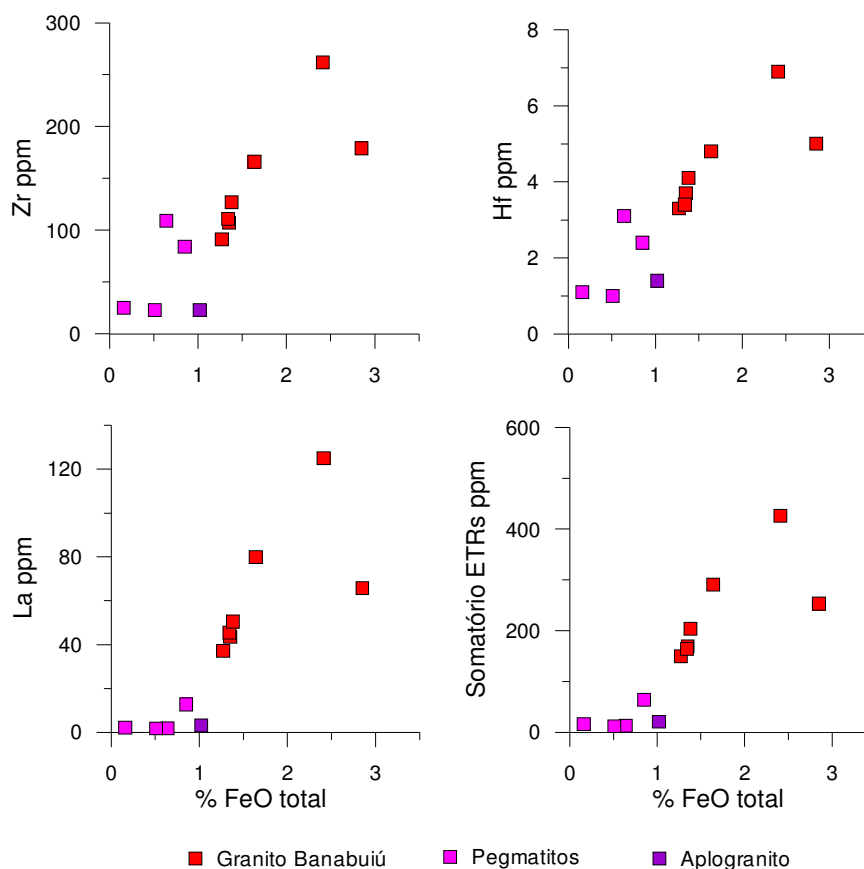


Figura VII.21 (continuação) – Diagramas de variação química de elementos traço para o granito de Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.

Como se pode observar na Figura VII.22, os perfis de terras raras dos metatexitos são caracterizados por abundâncias de La e Ce 100 a 200 vezes superiores às do condrito, baixos teores em TRP ( $\approx 10-15 \times$  condrito), pequeno fracionamento TRL/TRP ( $La_N/Yb_N = 7.93 - 19.77$ ) e anomalias negativas de Eu fracas ou ausentes ( $Eu/Eu^* = 0.62 - 0.95$ ), com exceção da amostra 140B que mostra uma anomalia negativa mais pronunciada.

As suas composições não diferem muito das encontradas por Taylor & McLennan (1985) em sedimentos pós-arcaicos (NASC) e parecem reflectir as quantidades significativas de biotite e moscovite existentes nestas litologias (Fig. VII.22). A presença de proporções variáveis de feldspato (com anomalias positivas de Eu) poderá ter atenuado a amplitude da anomalia de Eu, explicando os altos valores de  $Eu/Eu^*$  na maioria das amostras. Na verdade, verifica-se que as razões  $Eu/Eu^*$  tendem a aumentar com o aumento dos teores em CaO, registando-se o valor mínimo ( $Eu/Eu^* = 0.39$ ) na amostra com concentrações mais baixas de cálcio ( $\%CaO = 0.70$ ).

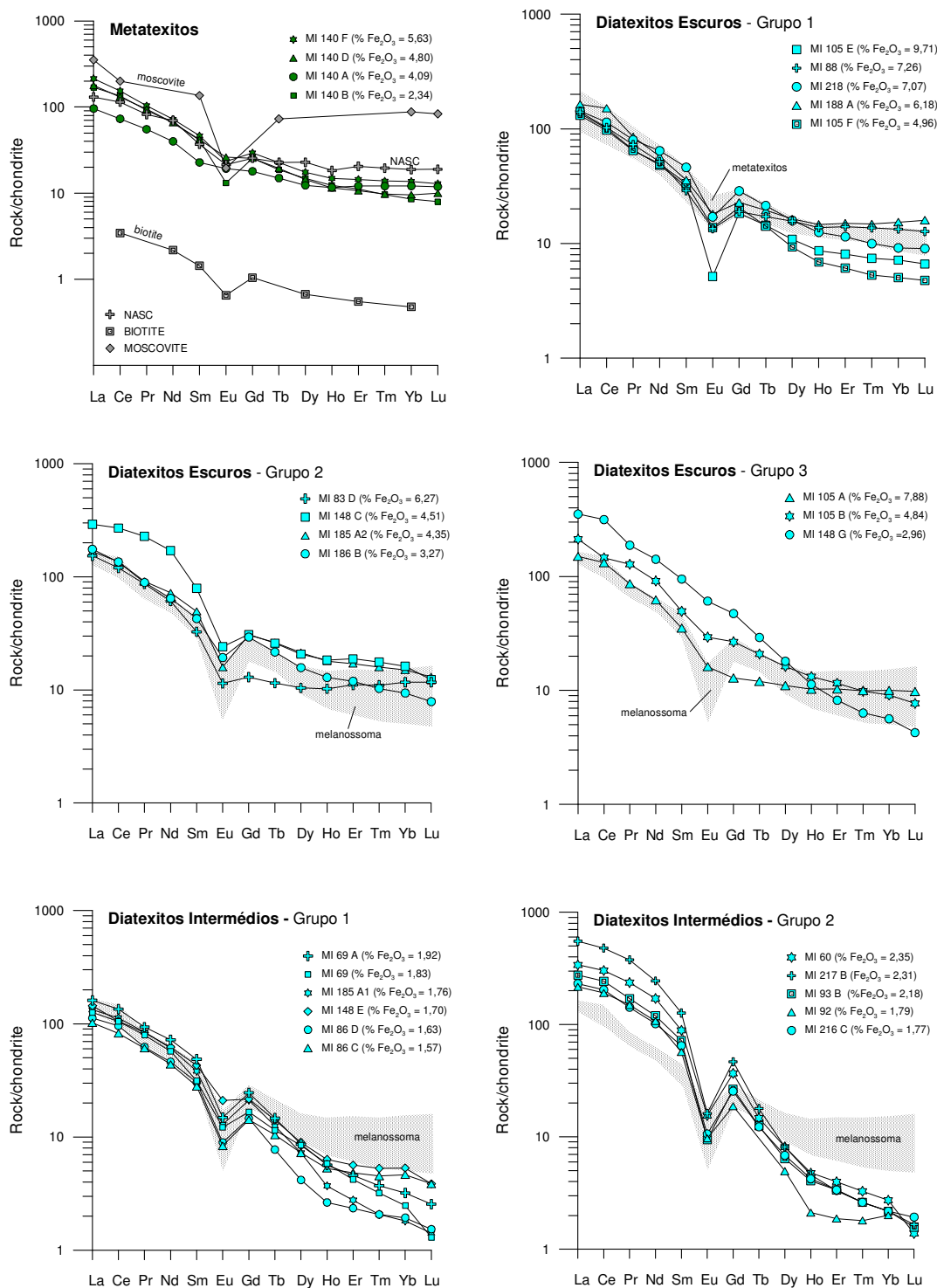


Figura VII.22 – Diagramas de terras raras para as amostras de metatexitos, diatexitos escuros (grupo 1, 2 e 3) e intermédios (grupo 1 e 2). Valores normalizados para condrito (Evensen et al. 1978). Os perfis de TR do NASC, biotite e moscovite baseiam-se em dados de Taylor & McLennan (1985).

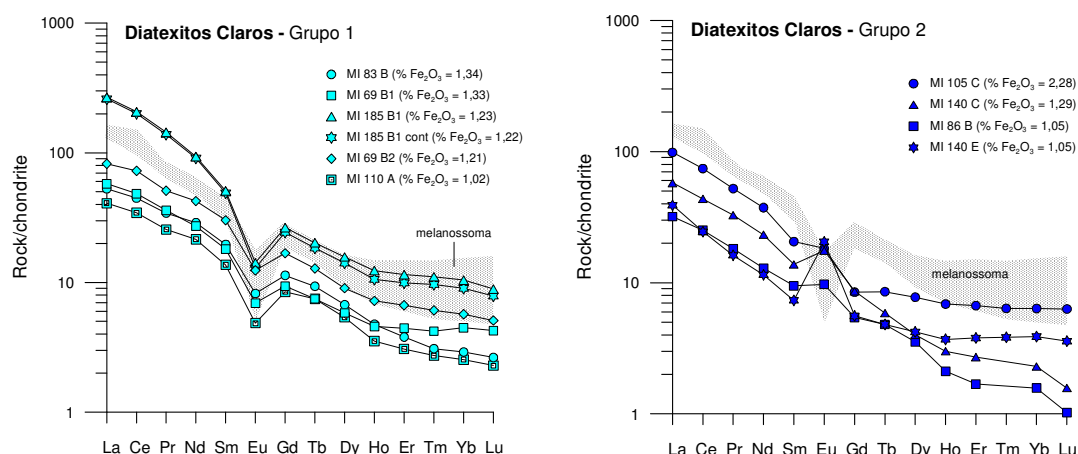


Figura VII.22 (continuação) – Diagramas de terras raras para as amostras de diatexitos claros (grupo 1 e 2). Valores normalizados para condrito (Evensen et al. 1978).

Os diatexitos escuros do grupo 1 (melanossomas) exibem teores em TRL comparáveis aos dos metatexitos, anomalias negativas de Eu mais vincadas ( $Eu/Eu^* = 0.21 - 0.62$ ) e conteúdos em TRP pouco uniformes ( $La_N/Yb_N = 10.49 - 26.02$ ) (Fig. VII.22). A ausência de um enriquecimento em TRL e TRP nestes litótipos não comprova inequivocamente a sua origem restítica (retenção de monazite + zircão  $\pm$  granada residuais). Contudo, também não a exclui totalmente, na medida em que é muito provável que os resultados obtidos tenham sido afectados por problemas amostrais. Pequenas diferenças nas quantidades modais de monazite / zircão / granada são suficientes para produzir flutuações significativas nas concentrações de TR.

Nos diatexitos escuros dos grupos 2 e 3, a presença de reduzidas quantidades de material quartzo-felspático parece ter tido uma influência determinante nos seus padrões de terras raras, particularmente na dimensão da anomalia negativa de Eu. De facto, o aumento dos valores de  $Eu/Eu^*$  dos diatexitos escuros do grupo 2 ( $Eu/Eu^* = 0.40 - 0.54$ ) para os do grupo 3 ( $Eu/Eu^* = 0.67 - 0.85$ ) está fortemente correlacionado com o incremento nos seus conteúdos em plagioclase e/ou microclina (residual ou cumulada), o que poderá ter levado à atenuação da amplitude da anomalia de Eu.

Verifica-se ainda que os diatexitos escuros do grupo 3 se distinguem claramente das restantes fácies melanocráticas por apresentarem teores tendencialmente superiores de TRL e padrões muito mais fraccionados ( $La_N/Yb_N = 14.97 - 62.56$ ). As diferenças observadas sugerem um enriquecimento significativo em monazite / apatite nas segregações quartzo-feldspáticas, seja porque foram formadas

em condições de temperatura que permitiram a dissolução da monazite ( $T > 700\text{--}800^\circ$ ), com consequente aumento de TRL no “melt” ou porque sofreram efeitos de acumulação / retenção destas fases acessórios. Por outro lado, o marcado fraccionamento de TRL/TRP nalgumas amostras aponta para a participação de uma fonte enriquecida em granada (pelítica) no processo de fusão parcial. A sua retenção no resíduo sólido explicaria facilmente as elevadas razões TRL/TRP observadas nestes gnaisses (Barbey *et al.*, 1989). Embora não tenha sido possível amostrar os diferentes tipos litológicos que constituem o conjunto metassedimentar do DCC devido à sua reduzida expressão cartográfica, a ocorrência de níveis metapelíticos nesta área está bem documentada (ver caps. II e III).

Como tem vindo a ser referido, tanto os diatexitos intermédios bandados (grupo 1) como os homogéneos (grupo 2) contêm maiores proporções de componente quartzo-feldspática. No entanto, os seus perfis de terras raras mostram uma clara anomalia negativa de Eu (grupo 1:  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.40 - 0.65$ ; grupo 2:  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.19 - 0.26$ ), indicando que as fracções de leucossoma presentes nestas rochas correspondem a líquidos fraccionados, que empobreceram em Eu devido à remoção de feldspato (Sawyer, 1987; Milord *et al.*, 2001).

É possível que os altos teores em TRL nos diatexitos mesocráticos não bandados do DCC (grupo 2) estejam relacionados com uma dissolução mais eficiente de monazite / apatite (altas temperaturas de fusão), velocidades mais baixas de segregação do fundido ou ainda retenção de maiores quantidades de material restítico. Por outro lado, o vincado fraccionamento dos perfis de TR em ambos os grupos (grupo 1:  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 21.91 - 73.35$  e Grupo 2:  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 106.12 - 253.12$ ), particularmente nos do grupo 2, sugere a presença de granada residual na fonte, o que aponta para a contribuição de uma componente pelítica na sua petrogenese (Barbey *et al.*, 1989). A heterogeneidade encontrada poderá assim reflectir diferenças na natureza da fonte, nos mecanismos de fusão (equilíbrio/desequilíbrio), nas quantidades de material restítico aprisionado e no grau de fraccionamento dos fundidos.

Os diatexitos claros do DCC (leucossomas) também foram subdivididos em dois grupos com base nos valores das razões  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ . O primeiro grupo exhibe anomalias negativas de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.35 - 0.53$ ), reflectindo um carácter mais diferenciado dos líquidos anatéticos, enquanto as amostras do segundo grupo, com anomalias positivas de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.26 - 3.18$ ), deverão representar fundidos gerados em condições de fusão em desequilíbrio que sofreram acumulação de

plagioclase (trondjemitos; am. 105C; 140C e 140E) e/ou feldspato alcalino (am. 86B) (Sawyer, 1987; Milord *et al.*, 2001).

No geral, os seus padrões de TR são empobrecidos em TRL e TRP relativamente aos melanossomas amostrados, o que tem sido amplamente descrito na bibliografia e atribuído à retenção das fases acessórias portadoras de TR no resíduo sólido (e.g. Barbey *et al.*, 1989, 1990; Watt & Harley, 1993; Whitney & Irving, 1994; Carrington & Watt, 1995; Watt *et al.*, 1996; Jung *et al.*, 1999; Otamendi & Patino Douce, 2001).

A falta de uniformidade observada nos diagramas de TR dos migmatitos do DCC sugere um processo de fusão parcial complexo, envolvendo a eventual participação de fontes crustais múltiplas (pelíticas e semipelíticas) e variações nos mecanismos e taxas de fusão, nas velocidades de extracção de “melt” e no grau de fraccionamento dos fundidos anatéticos.

Para uma melhor discriminação dos factores que controlaram a génese de cada um dos litótipos seria necessária uma amostragem mais ampla dos potenciais protólitos (não migmatizados) e um estudo detalhado de afloramentos representativos dos vários tipos de migmatitos, que não foi possível efectuar por constrangimentos de tempo.

Os perfis de terras raras das amostras do leucogranito peraluminoso de duas micas de Banabuiú estão ilustrados na Figura VII.23 e apresentam as seguintes características principais: (a) elevado grau de sub-paralelismo, indiciando um carácter co-magmático para todas as amostras (b) anomalias negativas de Eu com amplitude variável ( $Eu/Eu^* = 0.34 - 0.56$ ); (c) decréscimo de TRL com o aumento da diferenciação; (d) enriquecimento de terras raras leves (TRL) em relação às terras raras pesadas (TRP) ( $La_N/Yb_N = 32.33-108.75$ ) e (e) fraccionamento moderado das TRP ( $Gd_N/Yb_N = 2.65-5.12$ ).

A presença de anomalias negativas de Eu comprova o papel determinante desempenhado pela cristalização fraccionada de plagioclase na evolução destes granitóides, embora as elevadas razões  $Eu/Eu^*$  em duas amostras com teores baixos de  $Fe_2O_3t$  (am. 01 e 184) revele que os efeitos de acumulação de feldspato podem chegar a ocorrer em líquidos bastante diferenciados.

Por outro lado, a diminuição das TRL com a diferenciação assim como o fraccionamento TRL / TRP sugere a participação de apatite e de monazite na associação mineral cuja cristalização condicionou a evolução dos termos menos

diferenciados para os mais evoluídos, enquanto as razões  $Gd_N/Yb_N$  indicam remoção de zircão, corroborando as conclusões retiradas na secção precedente.

Por último, é de salientar que os perfis de TR do granito caem no campo definido pelos diatexitos apoiando a hipótese do granito de Banabuiú ter derivado da cristalização fraccionada de fundidos produzidos durante o processo de anatexia crustal que afectou o complexo metassedimentar do DCC.

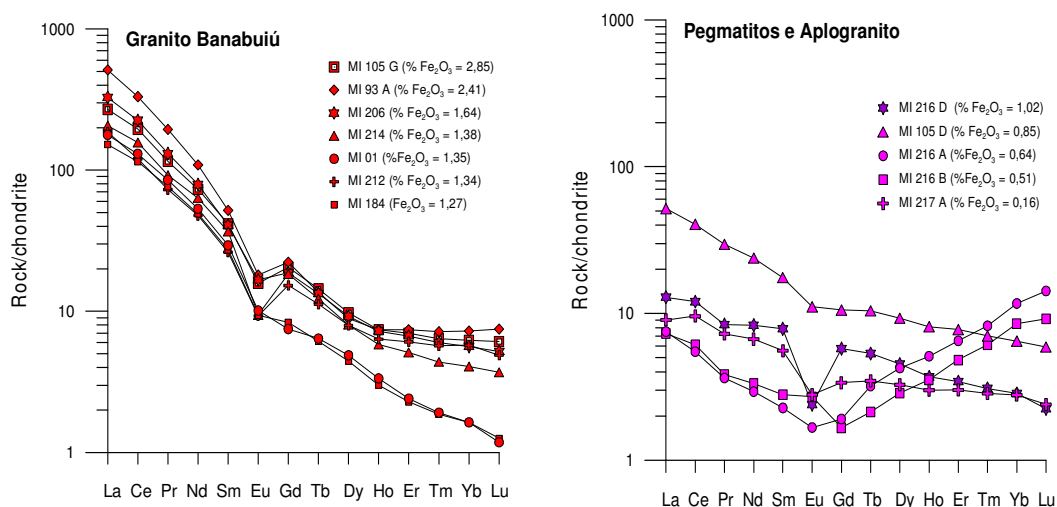


Figura VII.23 – Diagramas de terras raras para as amostras do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito. Valores normalizados para condrito (Evensen et al. 1978).

Os diagramas de TR das amostras de pegmatitos e de aplogranito são extremamente variáveis (Fig. VII.23). Em geral, estes tipos de rochas apresentam concentrações muito baixas de TR, padrões muito pouco inclinados e anomalias negativas de Eu bem marcadas, consistentes com o facto de representarem os estádios mais avançados de um processo de diferenciação magmática envolvendo fraccionamento de feldspatos, biotite e minerais acessórios (apatite, monazite, zircão).

Contudo, estas características nem sempre são evidentes nas amostras analisadas, devido aos efeitos provocados por pequenas variações nas proporções modais de alguns constituintes minerais na composição de líquidos já muito empobrecidos.

É o caso das amostras 216A e 216B em que a ocorrência de granada dá origem a um pronunciado enriquecimento em TRP. Por outro lado, o aplogranito parece corresponder a um termo transicional entre as fácies mais félsicas do granito e os pegmatitos.

## VII.7. DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES

Os diagramas multi-elementares normalizados permitem analisar o comportamento de diversos grupos de elementos traço de uma forma condensada. No caso dos elementos de maior mobilidade (Cs, Rb, K, Ba, Sr), é preciso ter em atenção que a assinatura original das rochas pode ser mascarada pela acção de fluidos pós-magmáticos, o que já não acontece com os padrões dos elementos de menor mobilidade (TR, P, Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) que, por isso, dão mais indicações sobre o quimismo da fonte e os processos de fusão/cristalização.

Na Figura VII.24, apresentam-se os diagramas multi-elementares para os diferentes litótipos estudados, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), com os elementos ordenados, da esquerda para a direita, em termos de incompatibilidade decrescente (Rollinson, 1993).

Os padrões multi-elementares dos migmatitos do DCC e do granito de Banabuiú são compatíveis com uma origem por fusão parcial de protólitos metassedimentares da crosta continental (pelíticos e semi-pelíticos) como é evidenciado pelos seguintes aspectos típicos de reservatórios supracrustais: (a) presença de anomalias negativas de Nb-Ta e de Ti bem definidas; (b) forte enriquecimento em elementos incompatíveis (e.g. Ba, Rb, K) e (c) fraccionamento moderado a alto LILE/HFSE ( $Rb_N/Zr_N = 42.46 - 815.20$ ).

A extracção e migração de “melt” durante os processos de anatexia que ocorreram no DCC terá sido responsável pela produção de fundidos silicatados, mais ou menos fraccionados, variavelmente enriquecidos em Ba e Sr e resíduos sólidos com concentrações superiores em HFSE e TR, explicando a complementaridade dos perfis multi-elementares nos pares leucossoma / melanossoma (Fig. VII.24).

As flutuações nas amplitudes das anomalias negativas de Th, Sr e P e positivas de TRL nos perfis multi-elementares dos diatexitos melanocráticos dos grupos 2 e 3 e mesocráticos bandados do grupo 1 (Fig. VII.24) podem ser atribuídas a diferenças nas taxas e mecanismos de fusão (equilíbrio/desequilíbrio), nas quantidades de material restítico aprisionado e no grau de fraccionamento dos fundidos.

O aumento progressivo da fracção de “melt” produzido, possivelmente devido a maiores temperaturas de fusão, parece ter permitido uma dissolução mais eficiente de monazite, conduzindo a um enriquecimento em TRL e Th especialmente nos diatexitos mesocráticos homogéneos (grupo 2) e no granito de Banabuiú (Fig. VII.24). Por outro lado, o elevado grau de fraccionamento LILE/HFSE observado nestas rochas não



parece ser consistente com uma derivação a partir de uma fonte com composição semelhante à dos metatexitos amostrados (metagrauvaques) apontando para a contribuição de protólitos mais pelíticos, ricos em granada refractária.

Finalmente, as amostras de pegmatitos e de aplogranito distinguem-se das restantes pela dimensão das anomalias resultantes dos processos de cristalização fraccionada, o que está de acordo com a sua natureza muito diferenciada.

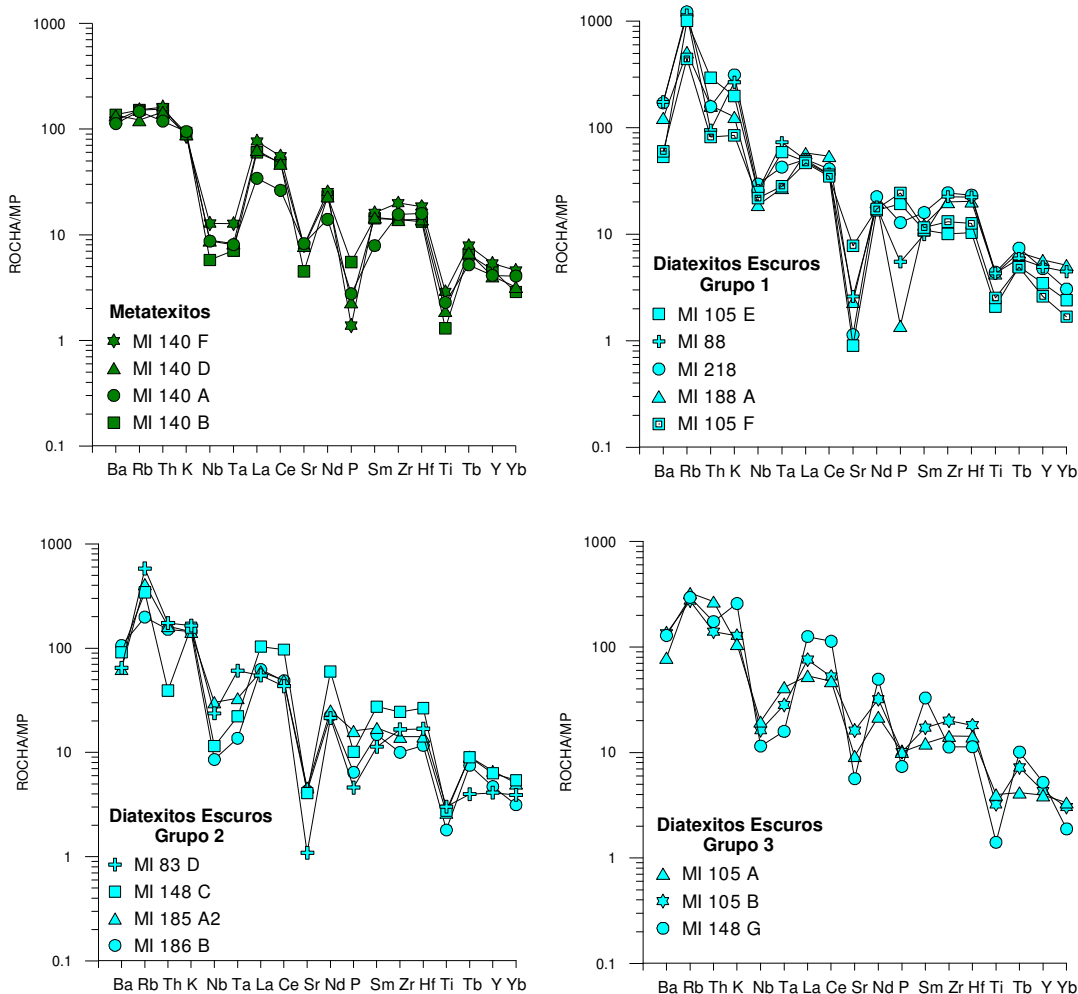


Figura VII.24 — Diagramas multielementares para as amostras de metatexitos e diatexitos escuros normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

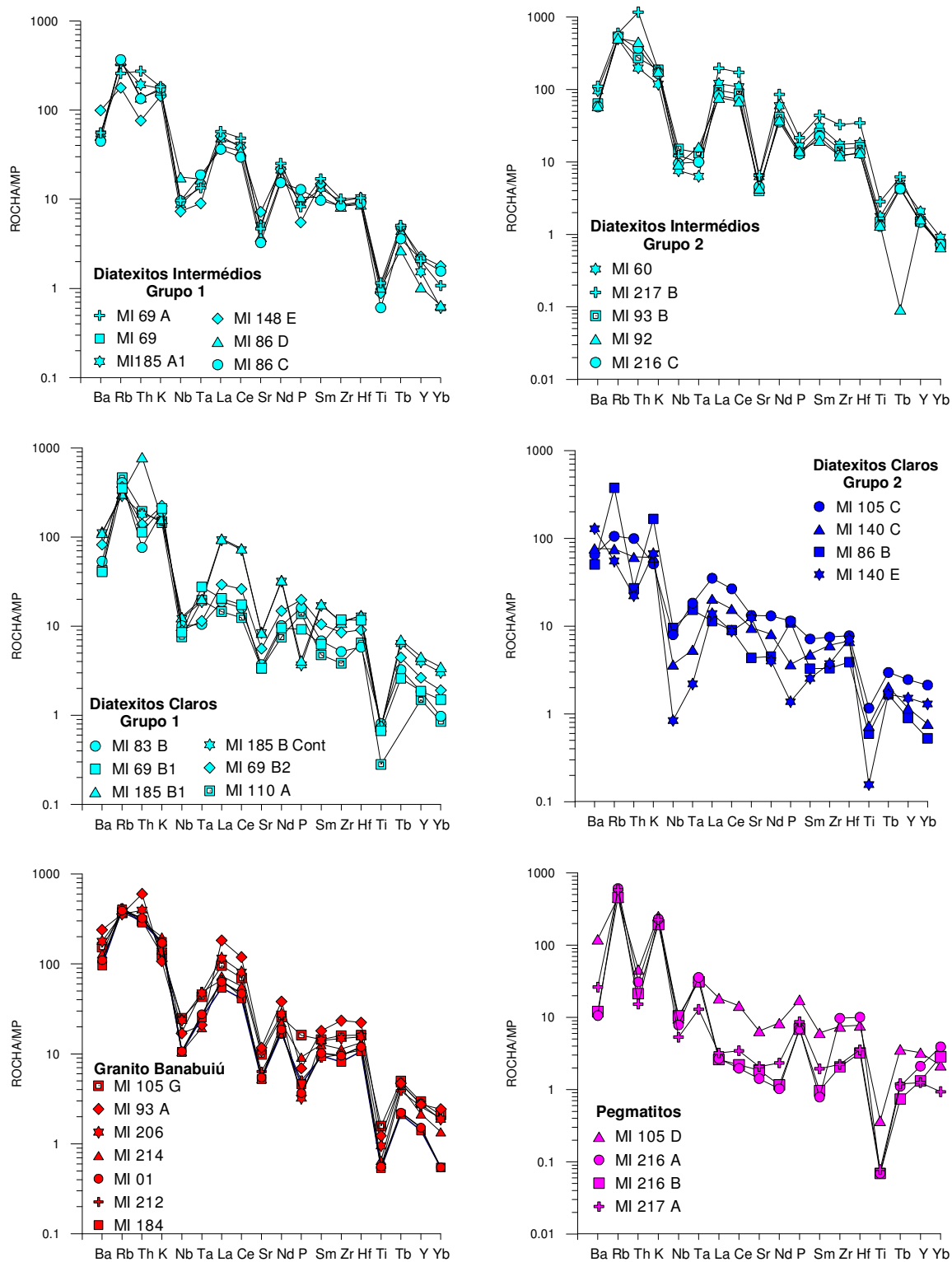
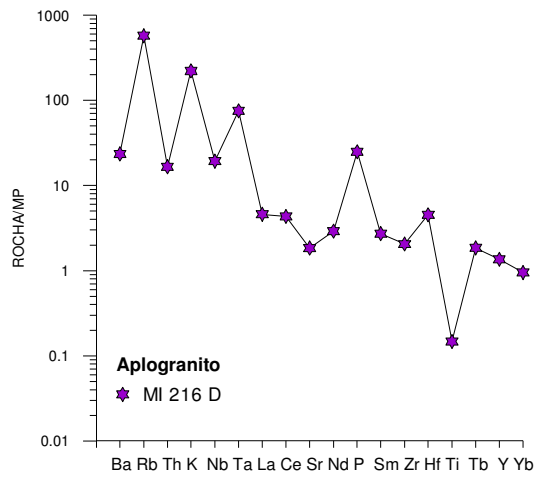


Figura VII.24 (continuação) – Diagramas multielementares para as amostras de diatexitos intermediários, diatexitos claros, granito Banabuiú e pegmatitos normalizados para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).



*Figura VII.24 (continuação) – Diagramas multielementares para a amostra de aplogranito normalizado para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).*

## CAPÍTULO VIII: GEOLOGIA ISOTÓPICA

Neste capítulo, apresentam-se as idades Rb-Sr e K-Ar obtidas em amostras de pegmatitos do DCC. Além disso, usam-se as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  dos diferentes litótipos caracterizados anteriormente para tentar determinar os principais processos envolvidos na sua petrogénese.

As análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd foram realizadas por TIMS no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, enquanto as datações K-Ar foram efectuadas no Laboratório Potássio-Árgon (K-Ar) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) da Universidade de São Paulo (USP-Brasil). As concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd, usadas no cálculo das razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  foram determinados por ICP-MS, nos Activation Laboratories (Canadá).

### VIII.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O estudo dos isótopos em geologia tem duas finalidades principais: (a) determinação de idades absolutas de rochas e/ou minerais e (b) identificação de fontes e processos petrogenéticos. Além da sua aplicação no estabelecimento da cronologia dos acontecimentos geológicos (Geocronologia), que se desenvolveu a partir dos anos 50, os isótopos radiogénicos têm vindo a ser cada vez mais usados, sobretudo nas últimas décadas, como traçadores de processos geoquímicos (Geoquímica Isotópica).

Chamam-se isótopos de um elemento aos átomos desse elemento com o mesmo número atómico (Z) e diferente número de massa (A), em que Z corresponde ao número de protões do átomo e A à soma do número de protões (Z) com o número de neutrões (N). Os isótopos podem ser subdivididos em três classes:

- *Os isótopos radioactivos* que apresentam radioatividade natural, ou seja, tendem a desintegrar-se espontaneamente para gerar outros isótopos mais estáveis. A sua abundância decresce com o tempo.
- *Os isótopos radiogénicos*, resultantes da desintegração de isótopos radioactivos.

- Os *isótopos estáveis* não-radiogénicos, que não sofrem nem resultam de processos de decaimento radioactivo.

A radioactividade pode ser definida como o ajustamento espontâneo do núcleo de átomos instáveis (isótopos - pai) para configurações mais estáveis (isótopos - filho) (Brownlow, 1996). Esta transformação é acompanhada pela libertação de determinadas partículas (alfa, beta, entre outras) e/ou radiações electromagnéticas. Segundo Alonso & Finn (1968) e Faure (1986), os principais mecanismos de decaimento radioactivo são: a emissão  $\alpha$ , a emissão  $\beta$  (negatrões e positrões), a captura electrónica e a fissão nuclear

De acordo com a teoria de Rutherford e Soddy, a taxa de decaimento de um nuclídeo-pai instável é proporcional ao número de átomos radioactivos ( $N$ ) presentes no sistema ao fim do tempo  $t$  (Faure, 1986). Esta teoria permitiu enunciar a lei fundamental do decaimento radioactivo que estabelece que o número de átomos que se desintegram por unidade de tempo ( $-dN/dt$ ) é proporcional ao número total de átomos radioactivos,  $N$ , presentes no sistema ao fim do tempo  $t$ :

$$dN/dt = -\lambda N$$

em que:

$N$  – nº de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim do tempo  $t$

$\lambda$  – constante de proporcionalidade, conhecida como constante de decaimento

Através de um conjunto de manipulações matemáticas, demonstra-se que o decaimento de um nuclídeo-pai, radioactivo, num nuclídeo-filho, estável, pode ser traduzido pela seguinte equação (Faure, 1986):

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

$D$  – o número de isótopos-filho presentes no sistema ao fim de um tempo  $t$

$D_0$  – número de isótopos-filho aquando da formação da rocha

$N$  – a quantidade de isótopos-pai presentes no sistema ao fim de um tempo  $t$

Resolvendo a segunda equação em ordem a  $t$ , é possível determinar a idade do sistema em estudo.

$$t = 1/\lambda \ln \frac{D - D_0}{N}$$

em que a relação entre  $T_{1/2}$  e  $\lambda$  é dada por:

$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

Para que os valores de  $t$  correspondam à idade de cristalização ou de recristalização da rocha ou do mineral, é preciso que sejam satisfeitas as seguintes condições:

1. O sistema isotópico deverá ter permanecido fechado desde o instante inicial até o presente, ou seja, não pode ter havido nem perdas nem ganhos dos isótopos radioativos e radiogênicos.
2. A meia vida ( $t_{1/2}$ ) do nuclídeo pai deve ser conhecida com exatidão.
3. O intervalo de tempo decorrido desde a formação do mineral ou da rocha tem que ser suficiente para que se dê a desintegração radioativa do isótopo-pai no isótopo-filho.
4. As concentrações dos isótopos pai e filho nas rochas e minerais deverão ser suficientes para permitir a sua determinação.

São vários os sistemas isotópicos utilizados em geologia isotópica. Neste trabalho obtiveram-se dados nos sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar, todos eles com tempos de meia vida da ordem dos bilhões de anos, o que permitiu utilizá-los para fins de datação.

## VIII.2. O SISTEMA RUBÍDIO-ESTRÔNCIO (Rb/Sr)

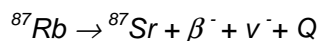
O rubídio (Rb) é um metal alcalino pertencente ao Grupo IA juntamente com o lítio (Li), sódio (Na), potássio (K), célio (Cs) e frâncio (Fr). O seu raio iônico ( $1.48 \text{ \AA}$ ) é semelhante ao do potássio ( $1.33 \text{ \AA}$ ), o que facilita a sua incorporação em todos os minerais portadores de potássio (e.g. micas, feldspatos potássicos, minerais argilosos, silvita e carnalita). Na natureza ocorrem dois isótopos deste elemento, o  $^{85}\text{Rb}$  que é estável e o mais abundante (72,17%), e o  $^{87}\text{Rb}$  que é radioativo e ocorre com uma abundância de 27,83% (Faure, 2001). O  $^{87}\text{Rb}$  decai por emissão de partículas  $\beta$  para  $^{87}\text{Sr}$ .

O Estrôncio (Sr) faz parte dos elementos alcalinos terrosos (Grupo IIA), juntamente com o berílio (Be), magnésio (Mg), cálcio (Ca), bário (Ba) e rádio (Ra). Apresenta um raio iônico de  $1.13 \text{ \AA}$ , um pouco superior ao do cálcio  $0.99 \text{ \AA}$  e ambos apresentam valência ( $2^+$ ). Estas características permitem que o estrôncio substitua o cálcio em minerais ricos em cálcio, como plagioclásio, apatita e calcite (Faure, 2001 e Faure & Mensing, 2005).

O Sr tem quatro isótopos naturais:  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$  e  $^{84}\text{Sr}$ , cujas abundâncias são de aproximadamente de 82.53%, 7.04%, 9.87% e 0.56%. Como o  $^{87}\text{Sr}$  é radiogênico, as concentrações dos diferentes isótopos de Sr não se mantêm constantes. Deste

modo, a composição isotópica de Sr numa rocha ou mineral dependerá da sua idade e da razão Rb/Sr (Faure, 1986 e Faure & Mensing, 2005).

O decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  para  $^{87}\text{Sr}$  faz-se por emissão de uma partícula  $\beta$  e pode ser traduzido pela seguinte equação:



Onde  $\beta^-$  é a partícula negativa,  $\bar{\nu}$  o antineutrino e Q a energia libertada no processo.

A aplicação da equação fundamental da radioactividade ao sistema isotópico Rb-Sr pode ser expressa do seguinte modo:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

Em que  $^{87}\text{Sr}$  é o número total de átomos deste isótopo no tempo presente;  $^{87}\text{Sr}_i$  é o número de átomos de  $^{87}\text{Sr}$  incorporados no mineral / rocha aquando da sua formação;  $^{87}\text{Rb}$  é o número de átomos deste isótopo no momento presente,  $\lambda$  é a constante de decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  e t é o tempo que decorreu desde a formação do mineral / rocha, isto é, corresponde à sua idade (Faure, 1986).

Dividindo cada termo da equação anterior pelo número de átomos do isótopo estável  $^{86}\text{Sr}$  obtém-se:

$$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

Esta equação constitui a base para a determinação de idades pelo método Rb/Sr. A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  actual é medida por espectrometria de massa, a razão  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  pode ser calculada a partir das concentrações de Rb e Sr da amostra e a constante de decaimento ( $\lambda$ ) do  $^{87}\text{Rb}$  aceite internacionalmente é de  $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$  (Steigler & Jäger, 1977), correspondendo a um tempo de meia-vida de 48 Ga.

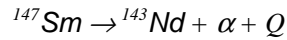
Como a equação fundamental do decaimento radioactivo corresponde à equação de uma recta de tipo  $y = b + mx$ , conhecendo as razões  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  e  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$  de várias amostras co-genéticas e o valor de  $\lambda$ , é possível aplicar o método dos mínimos quadrados para determinar o tempo (t) e a razão  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ .

### VIII.3. O SISTEMA SAMÁRIO-NEODÍMIO (Sm/Nd)

O Sm e o Nd pertencem ao grupo dos Elementos Terras Raras (ETR) ou lantanídeos (Grupo IIIB). Todos os elementos deste grupo apresentam propriedades químicas e físicas semelhantes e uma elevada estabilidade química, o que os torna excelentes traçadores geoquímicos. Nem o Sm, nem o Nd formam minerais próprios, ocorrendo, sobretudo, a substituir os elementos maiores na estrutura cristalina dos

minerais constituintes das rochas (feldspatos, biotite, moscovite, apatite, piroxenas, granadas, monazite, etc.).

Cada um deles tem sete isótopos naturais. O samário ocorre como  $^{144}\text{Sm}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{148}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{150}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  e  $^{154}\text{Sm}$ , enquanto os isótopos de neodímio são:  $^{142}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{148}\text{Nd}$  e  $^{150}\text{Nd}$  (Dickin, 1997). O  $^{147}\text{Sm}$  é radioactivo e decai por emissão alfa para  $^{143}\text{Nd}$ :



Onde  $\alpha$  é a partícula alfa e  $Q$  a energia libertada.

A equação fundamental do decaimento radioactivo aplicada a este sistema isotópico pode ser expressa da seguinte forma,

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$

Em que  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  correspondem às razões isotópicas medidas no tempo presente;  $\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_0$  à razão isotópica inicial,  $\lambda$  à constante de decaimento do  $^{147}\text{Sm}$  e  $t$  ao tempo que decorreu desde a formação do mineral / rocha (Faure, 1986). A constante de decaimento ( $\lambda$ ) do  $^{147}\text{Sm}$  é  $6.54 \cdot 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$  (Lugmair & Marti, 1978), e o tempo de meia-vida, 106 Ga.

#### VIII.4. FACTOR DE FRACCIONAMENTO E NOTAÇÃO EPSILON

Com base nos dados de geoquímica e de fluxo térmico, a Terra primitiva pode ser comparada a um enorme reservatório condritico uniforme (Chondritic Uniform Reservoir – CHUR). Durante os processos de diferenciação manto-crusta, o Nd foi extraído ao manto e adicionado à crusta, enquanto o Sm ficou comparativamente mais enriquecido no manto, devido ao carácter mais incompatível do Nd nos minerais mantélicos.

De Paolo (1981a) propôs que se utilizasse o factor de fraccionamento ( $f_{\text{Sm/Nd}}$ ) para distinguir materiais geológicos de proveniência mantélica e crustal:

$$f_{\text{Sm/Nd}} = \frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}}$$

Por outro lado, o parâmetro épsilon ( $\epsilon_{\text{Nd}}$ ) definido por De Paolo & Wasserburg (1976) permite exprimir o desvio das razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das rochas em relação ao reservatório condritico uniforme (CHUR).

$$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}(t) - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t)}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t)} \times 10^3$$



O valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  pode ser calculado para o tempo presente ( $t = 0$ ) ou para um qualquer tempo  $t$ , desde que se saibam as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da amostra e do *CHUR*. Valores muito positivos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  implicam razões Sm/Nd superiores às do *CHUR* ( $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} > 0$ ), indicando que o magma a partir do qual a rocha se formou resultou da fusão parcial de um reservatório mantélico empobrecido. Em contrapartida, os valores muito negativos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  correspondem a reservatórios com razões Sm/Nd inferiores às do condrito ( $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} < 0$ ) como é o caso dos protólitos crustais antigos.

O modelo de evolução crustal proposto por De Paolo (1981a) está ilustrado na Figura VIII.1.

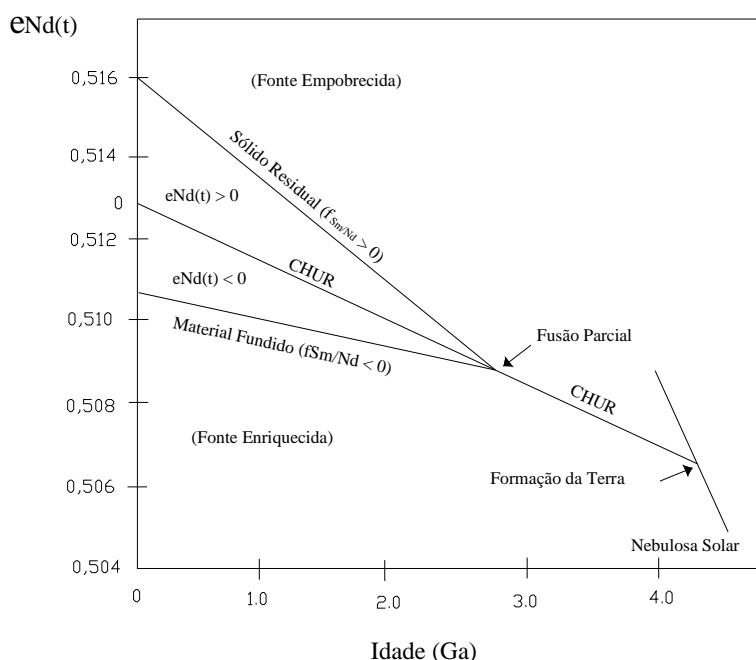


Figura VIII.1 – Evolução isotópica de um reservatório condritico uniforme (Chondritic Uniform Reservoir – *CHUR*) segundo De Paolo (1981a).

Os parâmetros  $\epsilon$  e factor de fraccionamento também podem ser definidos para o sistema isotópico Rb-Sr. Contudo, é importante ter em atenção que o comportamento do sistema isotópico Rb-Sr é oposto ao do Sm-Nd, uma vez que o Rb tende a ser preferencialmente incorporado nas rochas crustais pois é muito mais incompatível do que o Sr nos minerais do manto. Deste modo, os teores médios de Rb na crosta (cerca de 100 ppm) são bastante mais elevados do que os das rochas do manto (cerca de 4 ppm). Por decaimento radioactivo de  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ , as razões

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das rochas crustais foram aumentando progressivamente ao longo do tempo geológico, atingindo actualmente valores muito superiores aos das rochas do manto.

O cálculo de  $\varepsilon\text{Sr}$  pode ser efectuado através da seguinte expressão:

$$\varepsilon_{\text{Sr}}(t) = \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{amostra}, t} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}, t}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}, t}} \times 10^3$$

Em que as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{amostra}, t}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR}, t}$  correspondem respectivamente às razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da rocha e do reservatório UR (reservatório uniforme) no tempo  $t$ .

### VIII.5. IDADES MODELO

O sistema isotópico Sm-Nd pode ser usado para determinar a idade a que uma dada rocha da crosta foi extraída ao manto, através da comparação das suas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  com as de um reservatório de referência (CHUR; DM). Esta idade é conhecida como “Idade-Modelo” e o seu cálculo baseia-se no pressuposto que a razão Sm/Nd da rocha não se modificou desde que esta se separou do reservatório – fonte.

No modelo CHUR, assume-se que o manto primitivo tinha a mesma composição isotópica que a média dos meteoritos condriticos. Deste modo, a idade modelo  $T_{\text{CHUR}}$  mede o intervalo de tempo que decorreu desde que a razão isotópica da rocha era igual à do reservatório condritico. É calculada a partir das razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  actuais na amostra e no reservatório CHUR, de acordo com a seguinte equação:

$$T_{\text{CHUR}} = \frac{\ln}{\lambda} \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, actual}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, actual}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, actual}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, actual}}} \right)$$

Tendo em conta que a composição isotópica do manto evoluiu ao longo do tempo geológico, é natural que as razões Sm/Nd no manto a partir do qual a crosta continental se diferenciou fossem superiores às do CHUR. Por estas razões, as idades modelo das rochas crustais são vulgarmente determinadas em relação a um reservatório mantélico empobrecido ( $T_{\text{DM}}$ ).

$$T_{\text{DM}} = \frac{\ln}{\lambda} \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, actual}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM, actual}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, actual}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM, actual}}} \right)$$

A escolha do reservatório de referência é de extrema importância pois as diferenças entre as idades modelo  $T_{\text{CHUR}}$  e  $T_{\text{DM}}$  podem atingir os 300 Ma.

### VIII.6. SISTEMA POTÁSSIO-ÁRGON (K/Ar)

O potássio é um metal alcalino muito abundante, que é incorporado por inúmeros minerais e ocorre na forma de três isótopos naturais: o  $^{39}\text{K}$ , que representa aproximadamente 93 % da abundância do elemento, o  $^{41}\text{K}$  e o  $^{40}\text{K}$ . Os dois primeiros são estáveis e o  $^{40}\text{K}$  é radioactivo.

O decaimento do  $^{40}\text{K}$  origina dois isótopos radiogénicos, o  $^{40}\text{Ca}$  e o  $^{40}\text{Ar}$ . Só cerca de 11% do  $^{40}\text{K}$  é que decai por captura electrónica para  $^{40}\text{Ar}$  (Dickin, 1997). O árgon é um gás nobre e contém, além deste isótopo radiogénico, cuja abundância é de 99%, mais dois isótopos, o  $^{36}\text{Ar}$  e o  $^{38}\text{Ar}$ . Quando o decaimento ocorre, o Ar passa a ocupar a posição anteriormente ocupada pelo K na estrutura cristalina dos minerais.

A aplicação da equação fundamental do decaimento radioactivo a este sistema isotópico é mais complexa pelo facto de existirem dois produtos de decaimento de um mesmo isótopo. A constante de decaimento total do  $^{40}\text{K}$  corresponde à soma das constantes de decaimento do  $^{40}\text{Ar}$  e do  $^{40}\text{Ca}$ . O valor adoptado para esta constante é de  $5.543 \cdot 10^{-11} \text{anos}^{-1}$  (Steigger e Jäger, 1977), correspondendo a um tempo de meia-vida de  $1.250 \cdot 10^9$  anos.

Assumindo que o  $^{40}\text{Ar}$  presente num mineral se deve exclusivamente ao decaimento do  $^{40}\text{K}$ , pode escrever-se:

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda_e}{\lambda} {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

em que  $\lambda_e$  representa a constante do decaimento do  $^{40}\text{K}$  para  $^{40}\text{Ar}$ , e  $\lambda$  a constante de decaimento total do isótopo radioactivo (Dickin, 1997).

A idade K-Ar de um mineral é a medida do tempo que decorreu desde que o mineral atingiu a sua temperatura de fechamento, i.e. a temperatura abaixo da qual ocorre a retenção de árgon na sua estrutura. Nos minerais mais frequentemente usados no método K-Ar, a temperatura de fechamento varia em torno de 550 °C para a hornblenda, 295° a 410 °C para a biotite, 200 °C para a plagioclase e 350 °C para moscovite. Quanto mais alta for a sua temperatura de fechamento, maior será a probabilidade da idade do mineral reflectir a idade de cristalização. Um outro aspecto a ter em consideração na avaliação das datações K-Ar é a possibilidade de perda de árgon acima de determinadas temperaturas. Por estes motivos, as idades K-Ar são muitas vezes interpretadas como idades de resfriamento regional ou idades mínimas.

Para um mineral fornecer uma idade K/Ar confiável deve obedecer aos seguintes critérios:

- 1- Ter capacidade de retentividade de Ar muito próxima de 100% a temperaturas ambientes;
- 2- Ser resistente a todos os tipos de alteração e não ser facilmente solúvel por águas superficiais ou subterrâneas;
- 3- Conter quantidades de potássio e árgon que, dentro das técnicas de medida atualmente usadas, permitam a sua determinação com precisão.

## VIII.7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com a finalidade de complementar os dados obtidos nos capítulos precedentes, utilizaram-se os sistemas isotópicos Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar para efeitos de datação e determinação das potenciais relações genéticas entre os litótipos investigados. No total, foram analisadas 27 amostras de rochas para o sistema Rb-Sr, 26 amostras de rochas para o sistema Sm-Nd e 3 amostras de moscovites de pegmatitos para o sistema K-Ar.

Para além destas análises, determinaram-se ainda as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em 9 concentrados de minerais (3 moscovites, 3 feldspatos potássicos, 2 plagioclases e 1 granada) de pegmatitos.

Os resultados obtidos estão compilados no Anexo 9 (Tabelas 9.1 a 9.4). Para o cálculo das idades Rb-Sr utilizou-se o programa *ISOPLLOT 3.00* de Ludwig (2003).

### VIII.7.1. Datações pelo método Rb-Sr

Todas as tentativas feitas para datar o granito de Banabuiú e os migmatitos do DCC pelo método Rb-Sr (rocha total) foram mal sucedidas. Os erros associados às idades obtidas e os elevados valores de MSWD não permitiram determinar isócronas de rocha total com significado geocronológico. A grande dispersão dos pontos nos diagramas isocrónicos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  parece evidenciar uma forte perturbação do sistema isotópico Rb-Sr nas amostras estudadas, que poderá ser atribuída a um dos seguintes factores: (a) heterogeneidades na fonte, (b) envolvimento de mecanismos de fusão parcial em desequilíbrio na sua formação (c) interacção com fluidos magmáticos tardios associados à instalação dos corpos pegmatíticos.

Na impossibilidade de obter informação geocronológica para as rochas em investigação, tentou constranger-se a sua idade mínima através da datação dos filões pegmatíticos que ocorrem na região, uma vez que a génese destes corpos parece estar relacionada com os últimos estádios de evolução do magma granítico que deu origem ao maciço de Banabuiú.

Para o efeito, seleccionou-se uma amostra da zona axial de um corpo pegmatítico heterogéneo, sub-vertical, que aflora no ponto MI 189 (ver Fig. III.2, Cap. III). O filão, com cerca de 5 metros de comprimento e 4 metros de largura, é claramente intrusivo nos gnaisses do DCC. As análises isotópicas Rb-Sr em concentrados minerais de albite, feldspato potássico e moscovite permitiram obter uma isócrona interna com idade  $506.0 \pm 6.1$  Ma, MSWD = 0.14 e razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.8444$  (Fig. VIII.2).

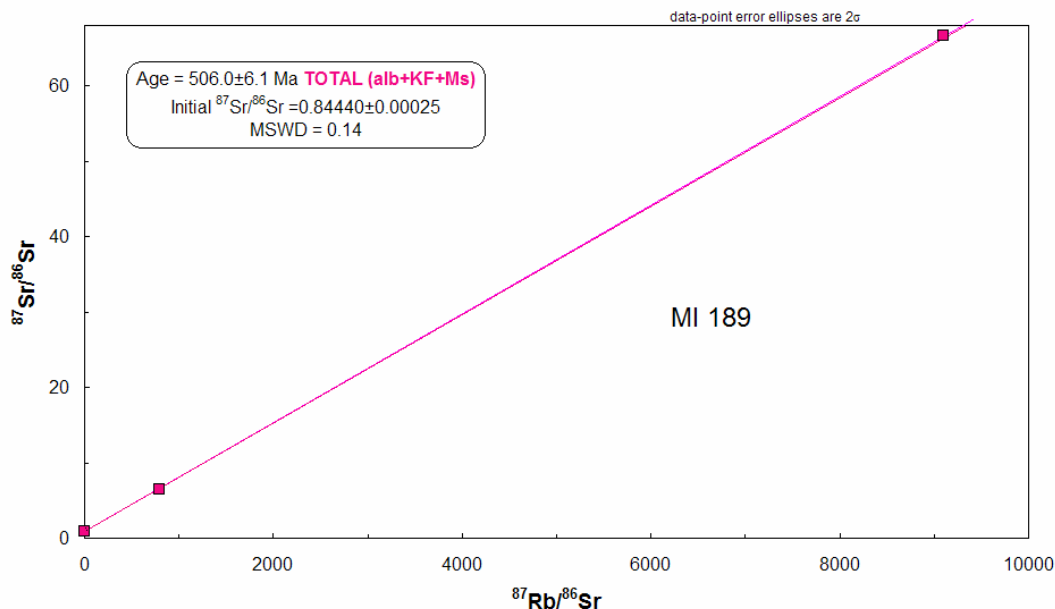


Figura VIII.2 – Diagrama isocrónico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  para minerais do pegmatito MI189 (albite – feldspato potássico – moscovite).

O baixo valor de MSWD (modelo 1, Isoplot) confere confiança aos resultados analíticos e leva a interpretar a idade  $506.0 \pm 6.1$  Ma como uma idade de cristalização. Aliás, é de realçar que a datação obtida está dentro do intervalo de idades (470 - 530 Ma) proposto por Almeida *et al.* (1968) para a formação dos corpos pegmatíticos do Distrito Solonópole-Quixeramobim, com base em dados isotópicos Rb-Sr e K-Ar.

Por outro lado, a elevada razão inicial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.8444$ ) não é rara em pegmatitos e aponta para a participação de protólitos crustais antigos na produção destes líquidos, corroborando uma potencial relação de consanguinidade entre os pegmatitos e o granito de tipo-S de Banabuiú.

Se assim for, poderá admitir-se uma idade mínima de  $506.0 \pm 6.1$  Ma para a intrusão do maciço de Banabuiú. Dados estruturais e geocronológicos (U-Pb em zircões e monazites) recentemente adquiridos noutros sectores da Província de Borborema sugerem que a tectónica colisional que originou o cinturão orogénico

brasiliiano durante a aglutinação da parte oeste da Gondwana se iniciou há cerca de 622 Ma, prolongando-se até aproximadamente 591 Ma (e.g. Saraiva dos Santos *et al.*, 2008; Fetter *et al.*, 2003). De acordo com estes autores, a continuação da convergência foi responsável pelo desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento em regime transcorrente, aos 560 Ma. Os estádios finais da deformação dúctil terão ocorrido entre 560 - 545 Ma. Deste modo e tendo em conta o carácter sin-tardi-tectónico do granito de Banabuiú, é possível que a sua instalação tenha tido lugar no intervalo 560 - 545 Ma.

### VIII.7.2. Datações pelo método K-Ar

As idades K-Ar foram determinadas em moscovites dos pegmatitos que afloram nos pontos de amostragem MI 88, MI 96 e MI 187 (ver Fig. III.2, Cap III). Os resultados analíticos estão sintetizados na Tabela VIII.1.

As moscovites da amostra MI 88 foram colhidas na zona de borda de um pequeno corpo pegmatítico heterogéneo, com cerca de 3 metros de comprimento e 1m de largura, que corta os gnaisses do DCC. Por sua vez, as moscovites MI 96 pertencem à porção interna de um filão pegmatítico homogéneo, intrusivo no granito Banabuiú. A sua espessura é de aproximadamente 0.50 m e o comprimento de 60 m. Por fim, a amostra MI 187 foi retirada da zona axial de um pegmatito heterogéneo, discordante, com 10 metros de comprimento, instalado nos gnaisses do DCC.

Tabela VIII.1 – Dados isotópicos K-Ar obtidos em moscovites de pegmatitos.

Ref.	Mineral	Rocha	%K	Erro	<sup>40</sup> Ar rad	<sup>40</sup> Ar atm	T (Ma)	Idade (Ma)	Erro
MI 88	Mosc.	Pegmatito	7,3671	1,0000	172,37	7,47	532,8	519,8	13,0
MI 96	Mosc.	Pegmatito	8,1767	1,0000	193,57	7,09	537,2	525,1	12,0
MI 187	Mosc.	Pegmatito	7,5153	1,1519	179,74	6,00	542,7	529,8	12,9

As idades fornecidas pelas três amostras de moscovite ( $519,8 \pm 13$  Ma,  $525,1 \pm 12$  Ma e  $529,8 \pm 12,9$  Ma) são concordantes entre si e ligeiramente mais antigas do que a idade Rb-Sr obtida na amostra MI 189 ( $506.0 \pm 6.1$  Ma). Existe, contudo, um certo grau de sobreposição entre datações K-Ar e Rb-Sr quando se considera o limite de erro que lhes está associado.

A discrepância entre os resultados obtidos pelos métodos Rb-Sr e K-Ar deverá estar relacionada com diferenças nas temperaturas de fechamento dos minerais usados na determinação das idades. Com efeito, as temperaturas de bloqueio dos

feldspatos no sistema Rb-Sr são relativamente baixas, o que poderá ter contribuído para a produção de uma isócrona interna com uma idade um pouco mais nova.

Em contrapartida, a temperatura de fechamento da moscovite no sistema K-Ar é elevada ( $T \approx 350^{\circ}\text{C}$ ), sendo, por isso, provável que as idades K-Ar correspondam a idades de cristalização. É de realçar ainda que a possibilidade destas datações reflectirem reequilíbrios isotópicos tardios não é muito verosímil, pois os pegmatitos parecem documentar o último evento magmático que afectou a região estudada.

### VIII.7.3. Geoquímica isotópica Sr-Nd

Segundo a bibliografia mais recente, o plutonismo granítico associado ao ciclo orogénico brasileiro terá ocorrido no intervalo 560 - 545 Ma na Província de Borborema (e.g. Saraiva dos Santos *et al.*, 2008; Fetter *et al.*, 2003).

Tendo em conta o intervalo de idades referido, seleccionaram-se as idades 550 Ma e 520 Ma para determinar as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  iniciais das amostras do granito de Banabuiú e dos pegmatitos, respectivamente. A idade de 550 Ma foi também usada para o cálculo dos valores de  $\epsilon\text{Sr}$  e de  $\epsilon\text{Nd}$  dos diatexitos e dos metatexitos do DCC. Os dados isotópicos Sm-Nd são apresentados na Tabela 9.1 e 9.2 do Anexo 9. A variabilidade das composições isotópicas dos diferentes litótipos, expressa em termos de valores de  $\epsilon\text{Sr}_{550}$  e de  $\epsilon\text{Nd}_{550}$  está sintetizada na Tabela VIII.2 e ilustrada na Figura VIII.3.

*Tabela VIII.2 – Variação dos valores de  $\epsilon\text{Sr}_{550}$  e de  $\epsilon\text{Nd}_{550}$  nas rochas do DCC (valores máximos e mínimos)*

<b>Litologia</b>	<b><math>\epsilon\text{Sr}_{550}</math></b>	<b><math>\epsilon\text{Nd}_{550}</math></b>
Metatexitos	+415.50	-20.17
Diatexitos Escuros (1)	-1486.34 a +492.42	-16.48 a -18.53
Diatexitos Escuros (2)	+576.54 a +1999.78	-16.93 a -20.33
Diatexitos Escuros (3)	+432.21 a +1178.59	-18.41 a -26.15
Diatexitos Intermédios (1)	+1092.51 a +1811.48	-18.53 a -19.59
Diatexitos Intermédios (2)	+336.90 a +464.75	-20.01 a -23.27
Diatexitos Claros (1)	+1928.48	-17.97
Diatexitos Claros (2)	+457.05 a +2561.27	-13.12 a -18.98
Granito de Banabuiú	+73.59 a +297.18	-19.92 a -23.61
	<b><math>\epsilon\text{Sr}_{520}</math></b>	<b><math>\epsilon\text{Nd}_{520}</math></b>
Pegmatitos	+302.05 a +826.37	-19.38 a -20.28
Aplogranito	+1200.66	-19.73

A observação do diagrama da Figura VIII.3 mostra que a maioria das rochas analisadas se projectam no quadrante IV, com valores de  $\epsilon Nd_{550}$ , compreendidos entre -23 e -16. Uma das amostras dos diatexitos leucocráticos exibe um valor de  $\epsilon Nd_{550}$  ligeiramente menos negativo ( $\epsilon Nd_{550} = -13$ ) e um dos diatexitos melanocráticos, um valor mais negativo ( $\epsilon Nd_{550} = -26$ ). O carácter fortemente negativo de  $\epsilon Nd_{550}$  no conjunto das litologias estudadas sugere uma origem a partir de fontes crustais com longos tempos de residência.

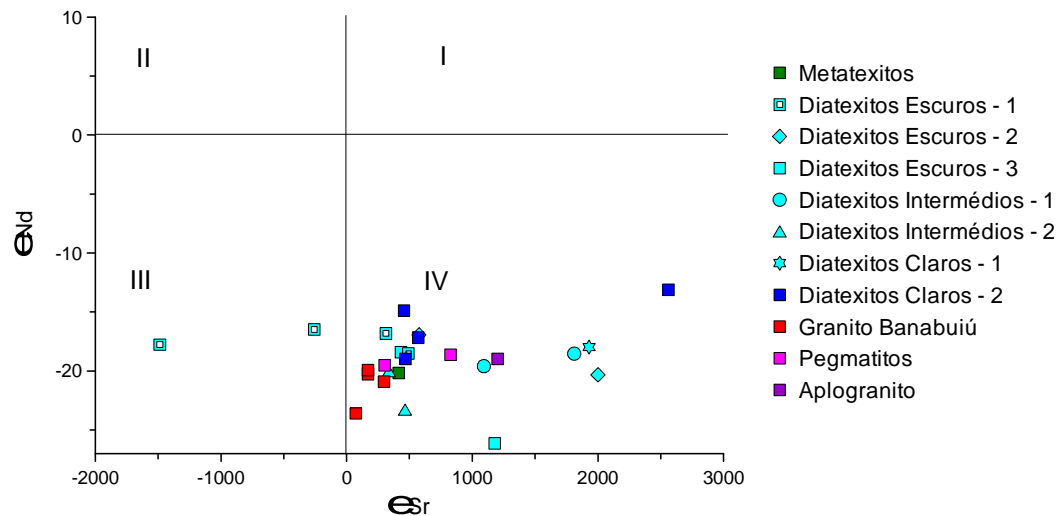


Figura VIII.3 – Diagrama  $\epsilon Nd_{550}$  vs  $\epsilon Sr_{550}$  para as amostras dos metatexitos, diatexitos, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.

Apesar de existir um elevado grau de sobreposição nas assinaturas isotópicas de Nd dos diferentes tipos de migmatitos, a dispersão observada ao nível de cada litótipo é, por vezes, bastante acentuada. Esta heterogeneidade pode ser atribuída a: (a) variações na composição isotópica de Nd nos potenciais protólitos crustais, o que implica a participação de fontes múltiplas no processo de anatexia (pelíticas e semi-pelíticas) e (b) envolvimento de mecanismos de fusão em desequilíbrio na sua petrogénese.

Como foi discutido nos capítulos precedentes, não é possível excluir nenhuma das duas possibilidades com base na informação presentemente disponível. Com efeito, as composições isotópicas dos metassedimentos paleoproterozóicos do DCC (metapelitos e metagrauvaques) em áreas não migmatizadas não é conhecida, o que limita a interpretação dos resultados. Por outro lado, é importante salientar que a fusão em desequilíbrio também pode provocar um significativo fraccionamento isotópico



entre protólitos e fundidos (Hinchey & Carr, 2006; Hasalová *et al.*, 2008). Sendo a concentração de Nd no “melt” controlada essencialmente pela monazite e pela apatite, as razões isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  irão depender da cinética de dissolução destas fases minerais. Devido às suas altas razões Sm/Nd, a dissolução da apatite tenderá a produzir fundidos com uma assinatura isotópica mais radiogénica (altos valores de  $\epsilon\text{Nd}$ ), enquanto a dissolução de monazite terá o efeito oposto (Hasalová *et al.*, 2008). Assim, a heterogeneidade da composição isotópica de Nd nos migmatitos poderá, pelo menos em parte, indiciar o envolvimento deste tipo de mecanismos.

Um outro aspecto que merece ser comentado é que os valores de  $\epsilon\text{Nd}_{550}$  do granito de Banabuiú e dos pegmatitos caem inteiramente no intervalo de variação definido pelos metatexitos e diatexitos do DCC, o que parece apontar para uma forte relação genética entre migmatitos e granito. Para além disso, a assinatura isotópica de Nd no granito de Banabuiú confirma a filiação de tipo-S inferida no capítulo anterior e é compatível com uma derivação por anatexia dos metassedimentos paleoproterozóicos do DCC.

A composição isotópica de Sr no conjunto das amostras analisadas é ainda mais heterogénica do que a de Nd (Tabela VIII.2; Fig. VIII.3). As altas proporções de Sr radiogénico registadas na maioria das amostras assim como a extrema variabilidade dos valores de  $\epsilon\text{Sr}_{550}$  sugerem que estas rochas foram geradas a partir de materiais crustais muito antigos e isotopicamente heterogéneos, corroborando as conclusões retiradas acima.

Segundo Hasalová *et al.* (2008), as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dos fundidos anatéticos são profundamente influenciadas pelo balanço entre feldspatos (com baixas razões Rb/Sr) e micas (com altas razões Rb/Sr) na rocha-fonte, o que faz com que as reacções de desidratação da moscovite e/ou da biotite, em condições de desequilíbrio, possam dar origem a líquidos mais radiogénicos do que o protólito. De facto, a presença de um padrão relativamente regular de variação dos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{550}$  com o aumento teor em  $\text{SiO}_2$  (Fig. VIII.4) parece indicar que a fusão em desequilíbrio foi um dos factores responsáveis pela heterogeneidade isotópica observada.

No entanto, é muito provável que a grande dispersão de valores de  $\epsilon\text{Sr}_{550}$  nos migmatitos do DCC também tenha sido condicionada por diferenças na composição isotópica dos materiais-fonte. Dada a elevada mobilidade do Rb e do Sr em fluidos aquosos, não pode descartar-se a hipótese da assinatura isotópica de Sr nalguns litótipos ter sido intensamente perturbada por processos de interacção rocha-fluido

durante ou após a fusão, como será o caso dos diatexitos melanocráticos com valores negativos de  $\epsilon\text{Sr}_{550}$ .

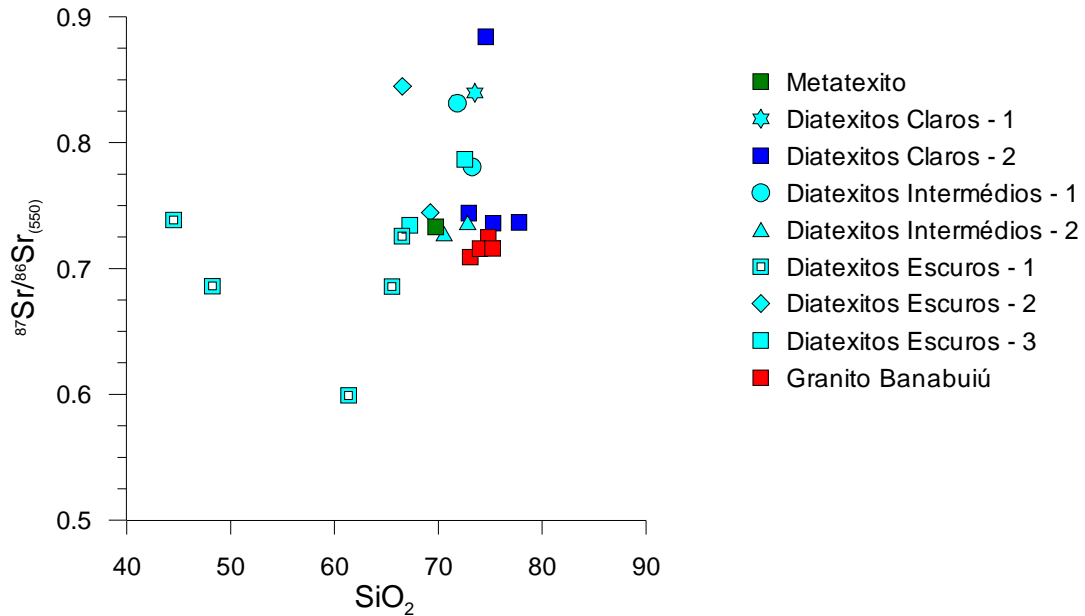


Figura VIII.4 – Diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{550}$  vs  $\text{SiO}_2$  para as amostras dos metatexito, diatexitos, granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.

Por fim, é de realçar que o granito de Banabuiú mostra maior grau de homogeneidade isotópica do que os gnaisses do DCC, o que poderá estar relacionado com o facto destes magmas terem maior mobilidade e, consequentemente, mais oportunidades para homogeneizar (Barbero *et al.*, 1995). Por outro lado, a semelhança das suas razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{550}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{550}$  com as dos metatexitos sugere a participação de um componente crustal de natureza metapsamítica (metagrauvaques) na génese dos magmas peraluminosos de tipo-S a partir dos quais se formou o granito de Banabuiú.

#### VIII.7.4. Idades Modelo

Os dados isotópicos de Nd são muitas vezes usados para determinar idades médias de diferenciação crosta-manto (Faure, 1986; Dickin, 1995). Assumindo um modelo de extracção da crosta a partir de manto empobrecido (DePaolo, 1981), calcularam-se as idades-modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) das diferentes amostras (Tabela 9.2, Anexo 9) e projectaram-se os resultados nos diagramas das Figuras VIII.5 e VIII.6.

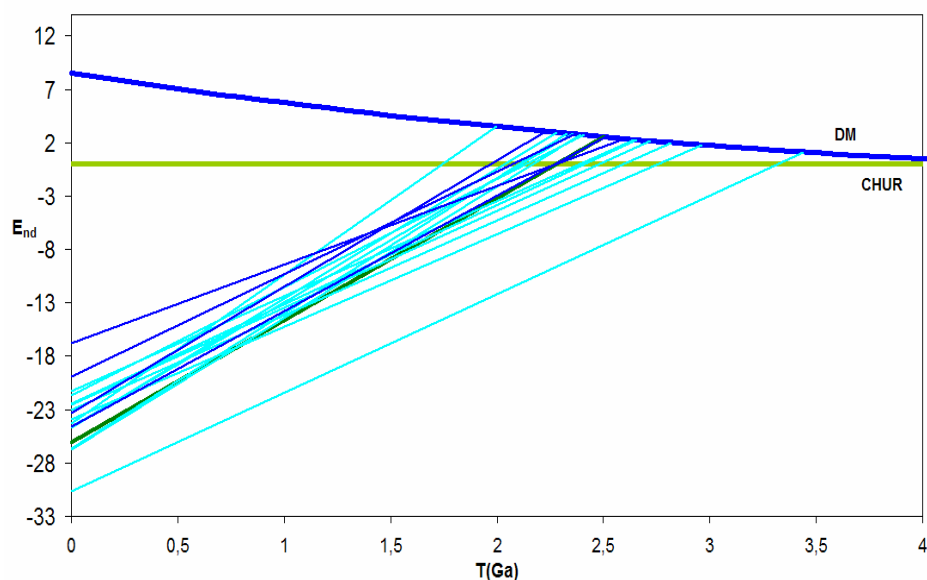


Figura VIII.5 – Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs tempo geológico para as amostras de metatexito (verde) e diatexitos (azul claro e azul escuro).

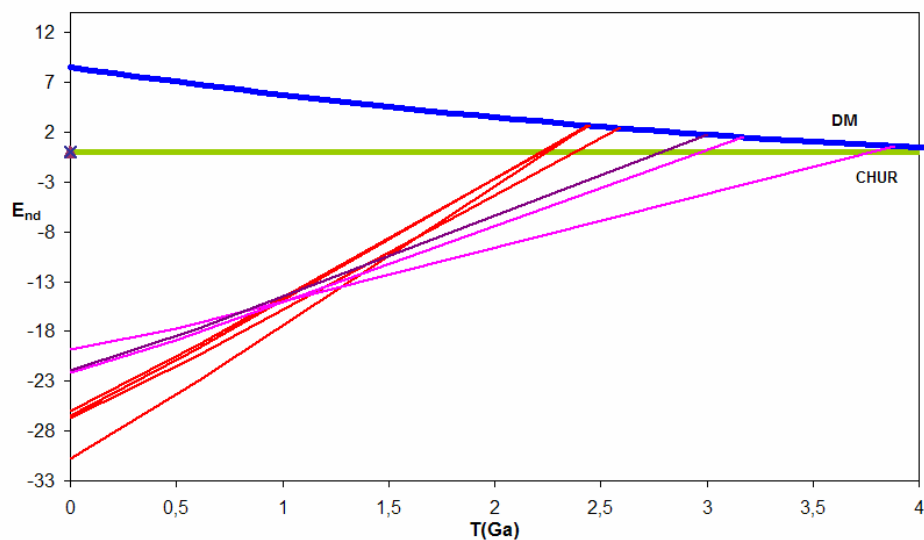


Figura VIII.6 – Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs tempo geológico para as amostras do granito Banabuiú (vermelho), pegmatitos (róseo) e aplogranito (roxo).

Da observação da Tabela 9.2 (Anexo 9) e das Figuras VIII.5 e VIII.6, ressaltam os seguintes aspectos:

- (a) a maioria dos gnaisses do DCC têm idades-modelo compreendidas entre 2.00 e 2.70 Ga, o que está de acordo com os intervalos encontrados noutros sectores da província de Borborema para as rochas do soco paleoproterozóico (e.g. Saraiva dos Santos *et al.*, 2008);

- (b) os valores mais antigos ( $T_{DM} > 2.7$  Ga) registados nalgumas amostras de diatexitos parecem apontar para uma contribuição de protólitos da crosta inferior com maiores tempos de residência (crosta arcaica?);
- (c) as idades modelo do granito de Banabuiú ( $T_{DM} = 2.43\text{-}2.59$  Ga) são concordantes com uma origem por anatexia crustal de materiais metassedimentares paleoproterozóicos, semelhantes aos encontrados no DCC;
- (d) os valores anormalmente elevados obtidos nos pegmatitos e aplogranito ( $T_{DM} = 3.00\text{-}3.89$  Ga) estão provavelmente relacionados com a presença de granada (altas razões Sm/Nd) nestes litótipos, não devendo portanto ser interpretados como verdadeiras idades de eventos de crescimento crustal.



## CAPÍTULO IX: CONCLUSÕES

Todo o conjunto dos dados obtidos em campo e laboratório, no que tange aos aspectos petrográficos, de química mineral, litogeoquímica e de isótopos e suas respectivas interpretações, levaram às seguintes conclusões:

1. Litoestratigraficamente, a região de Banabuiú é constituída por cinco unidades: i) Complexo Gnáissico Migmatítico do *Domínio Ceará Central* – Paleoproterozóico, ii) Sequência metavulcanossedimentar do *Domínio Orós Jaguaribe* – Paleomesoproterozóico, iii) *Granito de Banabuiú* – Neoproterozóico, iv) *Pegmatitos* – Proterozóico/Fanerozóico, e v) *Coberturas eluvionares/aluvionares* – Cenozóico.
2. Devido à sua grande heterogeneidade textural e mineralógica à escala de afloramento, as rochas do Complexo Gnáissico Migmatítico foram subdivididas em três grandes grupos: diatexitos melanocráticos, mesocráticos e leucocráticos. Os diatexitos *melanocráticos* apresentam elevados teores de biotite, pequenas proporções de material quartzo-feldspático e mostram deformação heterogênea. Os diatexitos *mesocráticos* distinguem-se dos melanocráticos pela maior abundância de material quartzo-feldspático. Apresentam, em geral, um fabric heterogêneo fortemente anisotrópico, embora desenvolvam uma fácies mais homogênea nas proximidades do contacto com o granito de Banabuiú. Os diatexitos *leucocráticos* constituem bandas e/ou níveis lenticulares com textura granítica e/ou pegmatítica intercalados nas fácies meso-melanocráticas, têm um fabric interno geralmente isotrópico de origem tipicamente ígnea e uma composição predominantemente quartzo-feldspática. No entanto, alguns dos gnaisses leucocráticos encontram-se dobrados sugerindo que a deformação se prolongou para além do início da migmatização. O bandado gnáissico-migmatítico é a estrutura dominante no DCC e tende a adquirir um carácter protomylonítico nas proximidades da Zona de Cisalhamento Orós (ZCO).

3. Com base nos dados de campo, pode dizer-se que o DCC foi afectado por, pelo menos, duas fases de deformação: uma que originou o bandado migmatítico e a outra, posterior, que o dobrou. O clímax do metamorfismo regional e as condições para o início da fusão parcial das litologias deverão ter sido atingidos durante a primeira fase com provável prolongamento durante a segunda fase. A última fase está associada com a ZCO mas não foi possível determinar se o cisalhamento estaria já a funcionar durante a primeira fase.
4. Apesar dos diatexitos serem as litologias dominantes no DCC, em alguns pontos da área de investigação foram encontrados retalhos de rochas metassedimentares descontínuos de natureza siliciclástica e/ou calco-silicatada. A presença de finos veios félsicos de composição quartzo-feldspática intercalados nestas rochas indica que os metassedimentos também foram migmatizados o que levou a classificá-los como metatexitos.
5. Na porção oeste da área de trabalho, os gnaisses do DCC são intruídos pelo granito Banabuiú, de idade Neoproterozóica e por numerosos filões pegmatíticos.
6. Petrograficamente, as fácies mais melanocráticas do grupo dos diatexitos escuros (grupo 1) apresentam elevado conteúdo em micas, composições metapelíticas, textura lepidoblástica e anisotropia planar definida pelo alinhamento preferencial dos filossilicatos, enquanto que as fácies menos pelíticas deste grupo (grupo 2 e 3) mostram textura lepidogranoblastica, caracterizada pela alternância de bandas ricas em micas com leitos quartzo-feldspáticos granoblásticos, onde é possível individualizar porfiroclastos de feldspatos. Os diatexitos intermédios heterogéneos mostram forte semelhanças mineralógicas e texturais com os litótipos menos pelíticos dos diatexitos escuros, distinguindo-se destes pelo aumento acentuado das quantidades modais de quartzo e feldspato e diminuição dos teores em micas. Os gnaisses mesocráticos homogéneos apresentam uma textura com aspecto igneo, embora mostrem uma foliação tectónica conferida pela orientação dos filossilicatos. Os diatexitos claros exibem textura granolepidoblástica e estão fortemente recristalizados. O quartzo e o feldspato estão presentes em bandas bem marcadas e as proporções de micas (biotite+moscovite) são pequenas mas variáveis. O granito de Banabuiú apresenta uma textura inequigranular, hipidiomórfica de grão médio e é constituído essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e moscovite enquanto os acessórios mais comuns são o zircão, a monazite, a apatite e os opacos.

7. Os dados de química mineral mostram que existe um elevado grau de sobreposição composicional entre os feldspatos dos diferentes tipos de gnaisses e do granito. As plagioclases das rochas estudadas mostram uma variação entre oligoclase a oligoclase-albite e não definem nenhum padrão de evolução regular dos termos mais máficos para os mais félsicos, o que, no caso dos diatexitos, deverá estar relacionado com a co-existência de cristais de origem ígnea e restítica. As biotites dos gnaisses e do granito de Banabuiú projectam-se predominantemente no campo das associações alumino-potássicas, confirmando a natureza paraderivada dos diferentes litótipos estudados. As moscovites dos diatexitos e do granito classificam-se maioritariamente como primárias e deverão, por isso, ter-se formado durante a cristalização dos fundidos anatéticos. As turmalinas dos melanossomas do grupo 1, classificam-se como alcalinas, variando de escorelite a dravite. As granadas dos diatexitos claros do grupo 1 pertencem ao grupo das almandinas, o que parece indiciar um carácter residual.
8. As assinaturas geoquímicas dos diatexitos mesocráticos e leucocráticos, do granito Banabuiú e dos pegmatitos e aplogranito, em particular o seu carácter fortemente peraluminoso ( $A/CNK > 1.1$ ), reforçam a hipótese destas rochas terem sido geradas a partir de fusão parcial de protólitos metassedimentares (metapelitos e/ou metagrauvaques).
9. Nos diagramas de variação geoquímica, pode observar-se que os diatexitos definem tendências marcadas por: (a) enriquecimento em  $SiO_2$  e  $Na_2O$  e empobrecimento em  $MgO$ ,  $TiO_2$  e  $MnO$  com o decréscimo de  $Fe_2O_3t$ , (b) valores constantes de  $Al_2O_3$  e (c) grande dispersão de  $K_2O$ ,  $CaO$  e  $P_2O_5$ . Os melanossomas, em particular as amostras do grupo 1, projetam-se no extremo mais máfico da sequência, o que aponta para a presença de um importante componente de natureza restítica nestas litologias. Os metatexitos localizam-se na porção central da sequência e têm composições intermédias entre os melanossomas e os gnaisses mesocráticos e leucocráticos, sugerindo que estas rochas possam representar porções dos protólitos metassedimentares originais (mesossomas). Os gnaisses leucocráticos localizam-se no extremo félsico da sequência e são interpretados como fundidos anatéticos. Por outro lado, as amostras do granito Banabuiú definem alinhamentos caracterizados por um decréscimo sistemático de  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$  e um aumento de  $SiO_2$  e  $K_2O$  com a diminuição de  $Fe_2O_3t$ , apontando para o envolvimento de processos de cristalização fraccionada na sua pretogénese. Os pegmatitos e o



aplogranito têm um carácter extremamente diferenciado e exibem conteúdos muito baixos em  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$  e altos em  $\text{K}_2\text{O}$  quando comparados com as amostras do granito. O elevado grau de sobreposição composicional entre as amostras do granito Banabuiú e os gnaisses mesocráticos e leucocráticos do DCC, sugere uma forte relação genética entre estas litologias.

10. Nos diagramas de variação dos elementos traço, os elementos litófilos de grande raio iónico (LILE) não definem tendências evolutivas claras, enquanto a maioria dos elementos de grande força de campo (HFSE) definem correlações positivas com o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Os altos teores em Ta, Nb, Zr e Hf nas fácies melanocráticas é compatível com a retenção de biotite  $\pm$  ilmenite + zircão no resíduo sólido. A dispersão do Y parece estar relacionada com variações nas proporções de granada. Em contrapartida, as amostras do granito Banabuiú definem tendências caracterizadas por um decréscimo regular de Sr, Ba, U, Th, Y, Nb, Zr, Hf, La e  $\Sigma\text{TR}$  e por um aumento progressivo nos teores de Rb com a diferenciação. Estas tendências indicam que os mecanismos de cristalização fraccionada, envolvendo a separação de uma associação mineralógica composta por plagioclase + biotite + apatite / monazite + zircão, desempenharam um papel relevante na sua evolução. Os pegmatitos e aplogranito projetam-se na no extremo ácido dos alinhamentos definido pelo granito, podendo, por isto, ser interpretadas como produtos da diferenciação dos magmas graníticos.
11. A falta de uniformidade nos padrões de terras raras dos migmatitos do DCC sugere um processo de fusão parcial complexo, envolvendo fontes múltiplas (pelíticas e semipelíticas), variações nos mecanismos e taxas de fusão, nas velocidades de extração e no grau de fraccionamento dos fundidos anatéticos. Os perfis de terras raras nas amostras do granito Banabuiú são caracterizados por um elevado grau de sub-paralelismo, anomalias negativas em Eu com amplitude variável, decréscimo de TRL com o aumento da diferenciação, enriquecimento de TRL com relação as TRP e fraccionamento moderado das TRP, o que é consistente com a participação de processos de cristalização fraccionada de plagioclase, apatite e monazite na sua evolução. Os pegmatitos e aplogranito apresentam perfis muito variados, apresentando concentrações muito baixas de TR, padrões muito pouco inclinados e anomalias negativas em Eu bem marcadas.
12. A presença de anomalias negativas de Nb-Ta e de Ti bem definidas, o forte enriquecimento em elementos incompatíveis e o fraccionamento moderado a alto de LILE/HFSE tanto nos migmatitos como no granito de Banabuiú são

compatíveis com uma derivação por fusão parcial de protólitos crustais, semelhantes aos metassedimentos paleoproterozóicos do DCC.

13. Dados de  $\epsilon\text{Nd}_i$  mostram que: (1) as rochas da região de Banabuiú apresentam valores fortemente negativos de  $\epsilon\text{Nd}_i$ , sugerindo uma origem a partir de fontes crustais com longos tempos de residencia, (2) os valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  dos granitos e pegmatitos caem no intervalo de variação definido pelos metatexitos e diatexitos do DCC, o que aponta para uma forte relação genética entre estas rochas, (3) o granito de Banabuiú apresenta assinatura isotópica de Nd típica de granitos do tipo-S.
14. A composição isotópica de Sr no conjunto das amostras analisadas é ainda mais heterogênea do que a de Nd. As altas proporções de Sr radiogénico registadas na maioria das amostras assim como a extrema variabilidade dos valores de  $\epsilon\text{Sr}_{550}$  sugerem que estas rochas foram geradas a partir de materiais crustais muito antigos e isotopicamente heterogêneos.
15. A maioria dos gnaisses apresentam valores de idades modelo ( $T_{DM}$ ) compreendidas entre 2.00 e 2.70 Ga, o que está de acordo com os intervalos encontrados para as rochas do soco paleoproterozóico noutros sectores da província de Borborema. As idades modelo do granito Banabuiú caem no mesmo intervalo entre 2.43-2.59 Ga, indicando que podem ter sido gerados por anatexia crustal de materiais metassedimentares paleoproterozóicos, semelhantes aos encontrados no DCC.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M., MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & VANDOROS, P. (1968). Radiometric age determinations from northern Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, V. 18 (1): 3-14.
- ALMEIDA, F.F.M. DE, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. DE & FUCK, R.A. (1977). Províncias Estruturais Brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, Boletim de Resumos, 6: 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M., BRITO NEVES, B.B. & CARNEIRO, C.D.R. (2000). The Origin and Evolution of the South American Plataform. *Earth Sciences Reviews*, 50: 77-111.
- ALONSO, M. & FINN, E.J. (1968). *Fundamental University Physics, III: Quantum and Statistical Physics*. Addison-Wesley Publishing Company, Reading, 598 pp.
- ARTH, J.G. (1976) - Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4: 41-47.
- ARTHAUD, M.H., ALMEIDA, A.R., ANDRADE FILHO, J.F., MARANHÃO, C.M.L., NOGUEIRA NETO, J.A., PARENTE, C.V., SIDRIM, A.C.G., SOUSA, J.V. & TORQUATO, J.R.F. (1987). A Utilização dos Critérios Rotacionais em Zonas de Cisalhamento Dúctil: O Exemplo do Complexo Granítico de Quixadá – Quixeramobim – Ceará. *Boletim de Resumos do I Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Salvador. SBG. p. 45-47.
- ARTHAUD, M.H., VASCONCELOS, A.M., NOGUEIRA NETO, J.A., OLIVEIRA, F.V.C., PARENTE, C.V., MONIÉ, P., LIÉGEOIS, J.P., CABY, R. & FETTER, A.H. (1998). Main Structural Features of Precambrian Domains From Ceará (NE Brazil). *International Conference on Basement Tectonics*, 14th, Ouro Preto, Abstracts. p. 84-85.
- ARTHAUD, M.H. (2005). *Geologia e tectônica no Domínio Ceará Central*. Qualificação ao Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UNB). 270p.
- BARBARIN, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626.
- BARBEY, P., BERTRAND, J.M., ANGOUA, S. & DAUTEL, D. (1989). Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 207-219.
- BARBEY, P., MACAUDIERE, J. & NZENTI, J. P. (1990). High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroon). *Journal of Petrology*, 31: 401-427.
- BARBERÁ, R.F. & MELAMED, B. L. 1998. Mapa do Brasil. (<http://www.kidlink.org/portuguese/khelpers/brasil.gif>). Última Atualização em 06 fevereiro de 1998.
- BARBERO, L., VILLASECA, C., ROGERS, G. & BROWN, P.E. (1995). Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: an insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain. *J. Geophys. Res.*, 100: 15745–15765.
- BARKER, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Eds). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, Developments in Petrology*, 6. Elsevier, Amsterdam.

- BHADRA, S.D.S & BHATTACHARYA, A. (2007). Shear Zone-hosted Migmatites (Eastern India): the Role of Dynamic Melting in the Generation of REE-depleted Felsic Melts, and Implications for Disequilibrium Melting. *Journal of Petrology*, 48 (3): 435-457.
- BRITO NEVES, B.B. (1999). América do Sul: 4 fusões, quatro fissões e o processo acrecionário Andino, *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (3): 379-392.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J. & VAN SCHMUS, W.R., (2000). Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, *Proceedings of the 31<sup>st</sup> International Congress*, Rio de Janeiro, p. 151-182.
- BROOKS, C.K., HENDERSON, P. & RONSBO, J.G. (1981). Rare earth element partitioning between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, northern Ireland. *Mineral. Mag.*, 44: 157-160.
- BROWN, M. (1973). The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geol. Assoc.*, 84: 371-382.
- BROWNLOW, A. H. (1996). *Geochemistry*. Prentice-Hall, New Jersey, 2nd edition, 583 pp.
- BRUYIN, H., WESTHUIZEN, W.A. & SCHOCH, A.E. (1983). The estimation of FeO, F, and H<sub>2</sub>O+ by regression in microprobe analysis of natural biotite. *J. Trace and Microprobe Techniques*, 1(4): 399-413.
- CARRINGTON D.P. & WATT G.R. (1995). A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chem. Geol.*, 122: 59-76.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1984). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Southern Australia. In: Xu Kebin & Tu Guangchi. *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations*. Beijing-Sciences Press. p. 87-101.
- CLARK, G.S. (1982). Rubidium-Strontium Isotope Systematics of Complex Granitic Pegmatites. In: Cerny, P. *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Winnipeg, Mineralogical Association of Canada. p. 347-371.
- CLARKE, D.B. (1992). *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London. 283 pp.
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, application. *Bull. Mineral.*, 111: 493-510.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1962). *Rock Forming Minerals – Silicates*. Vol. 3: 131-163.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (2000). *Minerais constituintes das rochas*. 2ª edição. Carlos Antônio Regêncio Macedo (trad.) Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 727pp.
- DELGADO, I.M., SOUZA, J.D., SILVA, L.C., SILVEIRA FILHO, N.C., SANTOS R.A., PEDREIRA, A.J., GUIMARÃES, J.T., ANGELIM, L.A.A., VASCONCELOS, A.M., GOMES, I.P., LACERDA FILHO, J.V., VALENTE, R.C., PERROTA, M.M., E HEINECK C.A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. in: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M. & GONÇALVES, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 227-334. CPRM, Brasília, Brasil, 628 pp.
- DICKIN, A.P. (1995). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 452 pp.
- DICKIN, A.P. (1997). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 2<sup>nd</sup> edition, 490 pp.
- EL BOUSEILLY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. (1975). The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16: 207-220.

- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A.B. (1984). Pressure-temperature time paths of regional metamorphism: heat transfer during the evolution of regions thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928.
- EVENSEN, N.H., HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. (1978). Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- FAURE, G. (1986). *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, 2<sup>nd</sup> edition, 589 pp.
- FAURE, G. (2001). *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*, Berlin: Springer, 494 pp.
- FAURE, G. & MENSING, T.M. (2005). *ISOTOPES: Principles and Applications*. John Wiley & Sons, 3<sup>th</sup> edition, 897 pp.
- FENG, M., ASSUMPÇÃO, M. & VAN DER LEE, S. (2004). Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147: 315-331.
- FETTER, A.H. (1999). *U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints On The Crustal Framework and Geologic History Of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications For The Assembly Of Gondwana*. Department Of Geology, Kansas University, Lawrence, Tese de Doutorado, 164 pp.
- FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., NOGUEIRA NETO, J.A. & ARTHAUD, M.H. (2000). U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*. 30 (1): 102-106.
- FETTER, A.H., SARAIVA DOS SANTOS, T.J., VAN SCHMUS, W.R., HACHSPACHER, P.C., BRITO NEVES, B.B., ARTHAUD, M.H. NOGUEIRA NETO, J.A. & WERNICK, E. (2003). Evidence for neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, 6(2): 265-273.
- FOSTER, M.D. (1960). Interpretation of trioctahedral micas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-B, p.1-49.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J. & FROST, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048.
- FUJIMAKI, H. (1986). Partition coefficient of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: 42-45.
- GALLAGHER, V. (1988). Coupled substitutions in schorl-dravite tourmaline: new evidence from SE Ireland. *Mineral. Society*, 52: 63-650.
- GOKHALE, M.W. (1968). Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 40: 107-111.
- GOODWIN, AM. (1991). *Precambrian Geology*. Academic Press, 666 pp.
- GREEN, T.H. & PEARSON, N.J. (1987). An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 55-62.
- GREEN, T.H. & PEARSON, N.J. (1983). Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305: 414 - 416.
- HANSON, G.N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 26-43.
- HARRISON, T.N. (1990). Chemical variation in micas from Cairngorm pluton, Scotland. *Mineral. Mag.*, 54: 355-366.

- HASALOVÁ, P. JANOUŠEK, V., SCHULMANN, K., ŠTÍPSKÁ, P. & ERBAN, V. (2008). From orthogneiss to migmatite: Geochemical assessment of the melt infiltration model in the Gföhl Unit (Moldanubian Zone, Bohemian Massif). *Lithos*, 102: 508-537.
- HAWTHORNE, F.C. & HENRY, D.J. (1999). Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.*, 11: 201-215.
- HENRY, D. & GUIDOTTI, C. (1985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70:1-15.
- HERRON, M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J.Sed. Petrol.* 58: 820-829.
- HINCHEY, A.M. & CARR, S.D. (2006). The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex. *Lithos*, 90: 223-248.
- HOFFMAN, P.F. 1991. Did The Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out?. *Sciences*, 252: 1409-1412.
- ICENHOWER, J. & LONDON, D. (1995). An experimental study of element partitioning among biotite and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H<sub>2</sub>O). *American Mineralogist*, 80: 1229-1251.
- JARDIM DE SÁ, E.F. (1994). *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico da cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 803 pp.
- JOHANNES, W. (1988). What controls partial melting in migmatites? *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 451-465.
- JOHNSTON JR., W.D. (1945). Pegmatitos Berilo – Tantalíferos de Parelhas. Rio Grande do Norte. *Mineração e Metalurgia*. Vol. VIII. (46): 296-272.
- JUNG, S., MEZGER, K., MASBERG, P., HOFFER, P. & HOERNESS, S. (1998). Petrology of an intrusion related high grade migmatite: implication for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome forming processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 425-445.
- JUNG, S., HOERNES, S., MASBERG, P. & HOFFER, E. (1999). The Petrogenesis of Some Migmatites and Granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for Disequilibrium Melting, Wall-Rock Contamination and Crystal Fractionation. *Journal of Petrology*, 40(8): 1241-1269.
- LA ROCHE, H. & LETERRIER, J. (1973). Transposition du tetraedre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sci. Paris Ser. D*. 276: 3115-3118.
- LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- LEAL NETO, A. (2005). *Pegmatito Várzea Torta: Caracterização geoquímica e relações com os granitos de anatexia adjacentes*. Dissertação de Mestrado. Curso de Mestrado em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará-UFC, Fortaleza. 105 pp.
- LE BAS, M.J. & STRECKEISEN, A.L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *J.Geol.Soc.*, London, 148: 825-833.
- LE FORT, J.P. (1981) – Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 86, 10545-10568.
- LIMA, M.N. (2006). *Mapeamento Geológico e Potencial Metalogenético de uma Porção Localizada no Município de Banabuiú, Nordeste do Estado do Ceará (Área II)*. Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza – Ceará. Monografia de Graduação. 92 pp.

- LUDWIG, K.R. (2003). *Users manual for Isoplot 3.00*, Berkeley Geochronology Center Special Publication, vol. 4, 70 pp.
- LUGMAIR, G.W. & CARLSON, R.W. (1978). The Sm-Nd history of KREEP. *Proceedings of the 9<sup>th</sup> Lunar Planet. Sci. Conf.*, 689-704.
- LUGMAIR, G.W. & MARTI, K. (1978). Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, 349-357.
- MAHOOD, G. & HILDRETH, W. (1983) - Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 11-30.
- MARQUES JR, F., NOGUEIRA NETO, J.A. & NERI, T.F.O. (1988). Contribuição à Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia, Ceará. *Livro de resumos do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém. 1: 329–337.
- MARQUES JR, F. (1992). *Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia-Ce*. Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-USP. 152 pp.
- MARQUES JR, F. & NOGUEIRA NETO, J.A. (1992). Considerações Petrogenéticas do Campo Pegmatítico de Berilândia (CE). *Livro de resumos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 2: 53-54.
- MILLER, C.F., STODDARD, E.F., BRADFISH, L.J. & DOLLASE, W.A. (1981). Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19: 25-34.
- MILLER, C.F. (1985). Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology*, 93: 673-689.
- MILORD, I., SAWYER, E.W. & BROWN, M. (2001). Formation of diatexite Migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42(3): 487-505.
- MISCH, P. (1968). Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatitic gneisses in the Northern Cascade Mountains of Washington State. *Contrib. Mineral. Petrol.* 85: 30-44.
- MIYASHIRO, A. (1973). *Metamorphism and metamorphism belts*. George Allen & Unwin. London, 492 pp.
- MONIER, G., MERGOIL-DANIEL, J. & LABERNARDIÈRE, H. (1984). Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.*, 107: 55-68.
- MORTON, A.C. (1984). Heavy Minerals In Provenance Studies, *Proceedings of the Zuffa, G.G., Provenance of Arenites-Reidel Publishing Company*. p. 249-277.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M. & CARRON, J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, serie II (11): 813-818.
- NASH, W.P. & CRECRAFT, H.R. (1985). Partition coefficients of trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2309-2322.
- NOCKOLDS, S. R. (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245: 401-420.
- O'CONNOR, J.T. (1965). A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 525B, B79-B84.
- OTAMENDI, J.E. & PATIÑO DOUCE, A.E. (2001). Partial melting of aluminous metagreywackes in northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology*, 42(9): 1751-1772.
- PARENTE, C.V. & ARTHAUD, M.H. (1995). O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará – NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(4): 297–306.



- PEARCE, J & NORRY, M. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Min. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEARCE, J., HARRIS, N. & TINDLE, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- PESSOA, R.R., BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K. & PESSOA, D.A.R. (1986). Contribuição ao Estudo da Evolução Geocronológica do Maciço de Tróia. *Livro de resumo do 12º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 75 – 93.
- PITCHER, W.S. (1993). *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic & Professional, London. 321 pp.
- RAMOS, V.A. (1999). Plate tectonic settings of the Andean Cordillera. *Episodes*. 22 (3): 183-190.
- ROGERS, J.J.W. (1996). A history of the continents in the past three billion years. *J. of Geology*, 104: 91-107.
- ROGERS, J.J.W., & SANTOSH, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Res.*, 5(1): 5-22.
- ROLLINSON, H. (1993). *Using Geochemical Data: evolution, Presentation, Interpretation*. Longman, UK, 352 pp.
- ROLLINSON, H. (1995). *Using Geochemical Data: evolution, Presentation, Interpretation*. Longman, 3<sup>th</sup> edition, 352 pp.
- SANTOS, E.J. (1996). Ensaio Preliminar sobre Terrenos e Tectônica Acrescionária na Província Borborema. *Livro de resumos do 39<sup>st</sup> Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, 6: 47-50.
- SANTOS, E.J., BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, R.G. & MEDEIROS, V.C. (2000). An overall view on the displaced terrane ragement of the Borborema Province, NE Brazil. *Proceedings of the 31<sup>st</sup> International Geological Congress*, Rio de Janeiro. Extended Abstract, CPRM, 1 CD-ROM.
- SARAIVA DOS SANTOS, T.J., FETTER, A.H., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R AND NOGUEIRA NETO, J.A. (2008). Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *Journal of South Americam Earth Sciences*, 25: 271-284.
- SAWYER, E.W. (1987). The role of partial melting and fracional crystallization determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology*, 28: 445-473.
- SAWYER, E.W. (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*. 24: 269-279.
- SCHOBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B.B. (2003). A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. in: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C, VIDOTTI, R. M. E GONÇALVES, J.H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 5–55. CPRM, Brasília, Brasil, 628 pp.
- SOUZA, J.V. (1985). *Geologia dos Pegmatitos de Metais Raros da Região W e NW de Solonópole – Ce (Brasil)*. Tese de Professor Titular, Centro de Ciências, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará-UFC. 109 pp.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.P. & FULFARO, V.J. (1974). Avaliação preliminary da evolução das bacias intracratônicas brasileiras. *Livro de resumos do 28<sup>st</sup> Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, 4: 61-83.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B. & FULFARO, V.J. (1978). Tectonic Cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 181-191.
- STEIGGER, R.H. & JAGER, E. (1977). Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36: 359-362.

- SUN, S. & MCDONOUGH, W.F. (1989). Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. London, Geol. Soc. Spec. 42: 313-345.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985). *The continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publ. 312 pp.
- TANAKA, T., TOGASHI, S., KAMIOKA, H., AMAKAWA, H., KAGAMI, H., HAMAMOTO, T., YUHARA, M., ORIHASHI, Y., YONEDA, S., SHIMIZU, H., KUNIMARU, T., TAKAHASHI, K., YANAGI, T., NAKANO, T., FUJIMAKI, H., SHINJO, R., ASAHARA, Y., TANIMIZU, M., DRAGUSANU, C. (2005) – JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium. *Chem. Geol.*, 168: 279-281.
- TARNEY, J. (1977). Geochemistry of Archaean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In: Widley, B.F. (ed.) *The early history of the earth*. London: John Wiley, 1976. p. 405-417.
- TORQUATO, J.R., SIDRIM, A.C.G., MARANHÃO, C.M.L., PARENTE C.V., NOGUEIRA NETO, J.A., ANDRADE FILHO, J.F., SOUSA, J.V., SOUZA, M.J.N., ARTHAUD, M.H. & ALMEIDA, A.R. (1989). Granitóides do Ceará, Região de Quixadá–Solonópole. *Revista de Geologia da Universidade Federal do Ceará-UFC*. 2(1/2): 143p.
- TROMPETTE, R. (1994). *Geology of Western Gondwana*. Rotterdam, A. A. Bakelma. 350 pp.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACSPACHER, P.C., BABINSKY, M., FETTER, A. & DANTAS, E. L. (1995a). Neoproterozoic and Late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema province, NE Brazil. *Livro de resumos do 14<sup>th</sup> Simpósio de Geologia do Nordeste*, Recife. p.391-392.
- VAN SCHMUS W.R., BRITO NEVES B.B., HACKSPACHER P., FETTER A.H., KOZUCH M., DANTAS, E.L. & BABINSKI, M. (1997). The Borborema Province: A collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. *Livro de resumos do XVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. p. 115 -120.
- VIDAL, F.W.H. & NOGUEIRA NETO, J.A. (2005). Minerais de Pegmatitos. In: Vidal, F.W.H., Sales, F.A.C.B., Roberto, F.A.C., Sousa, J.F., Mattos, I.C. *Rochas e Minerais Industriais do Estado do Ceará*. CETEM / UECE / DNPM / FUNCAP / SENAI, Fortaleza. p. 67 – 82.
- WARD, C.D., MCARTHUR, J.M. & WALSH, J.N. (1992). Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *Journal of Petrology*, 33, 785-815.
- WATT, G.R. & HARLEY, S.L. (1993). Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114: 550-566.
- WATT, G.R., BURNS, I.M. & GRAHAM, G.A. (1996). Chemical characteristics of migmatites: accessory phase distribution and evidence for fast melt segregation rates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125: 100-111.
- WHITNEY, D.L. & IRVING, A.J. (1994). Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, syn-metamorphic magmatism and subsolidus process. *Lithos*. 32: 173-192.
- WINTER, J. (2001). *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 697 pp.
- WOLF, M.B. & LONDON, D. (1995). Incongruent dissolution of REE- and Sr-rich apatite in peraluminous granitic liquids: Differential apatite, monazite, and xenotime solubilities during anatexis. *American Mineralogist*, 80: 765-775.
- YURIMOTO, H., DUKE, E.F., PAPIKE, J.J. & SHEARER, C.K. (1990). Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic systems the result of monazite fractionation? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2141-2145.



## ***Anexo 1***



Tabela 1.1 – Composição das plagioclases do granito Banabuiú.

	GRANITO BANABUIÚ							
	MI 01 - 2	MI 01 - 2	MI 01 - 2	MI 01 - 2	MI 01 - 2	MI 01 - 3	MI 01 - 3	MI 01 - 3
	Plag8-Mat	Plag9-mat	plag10-mat	plag11-Mat	plag12-mat	plag13-mat	plag14-mat	plag15-mat
	centro	centro	borda	borda	centro	borda	borda	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,16	64,51	65,27	65,79	65,56	65,23	65,26	65,79
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,06	0,01	0,00	0,04	0,03	0,01	0,03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,57	21,91	21,31	21,76	21,48	21,52	21,58	21,58
<b>FeO</b>	0,00	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00
<b>MgO</b>	0,06	0,08	0,07	0,06	0,09	0,08	0,06	0,07
<b>CaO</b>	2,94	3,18	2,28	2,58	2,52	2,66	2,70	2,78
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9,88	9,57	10,26	9,82	9,86	10,15	10,08	9,69
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,17	0,32	0,27	0,14	0,09	0,21	0,21	0,15
<b>BaO</b>	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>99,83</b>	<b>99,68</b>	<b>99,49</b>	<b>100,19</b>	<b>99,73</b>	<b>99,92</b>	<b>99,94</b>	<b>100,13</b>
<b>Si</b>	11,49	11,41	11,55	11,53	11,55	11,50	11,50	11,54
<b>Al</b>	4,48	4,57	4,44	4,50	4,46	4,47	4,48	4,46
<b>Ti</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Ca</b>	0,56	0,60	0,43	0,48	0,48	0,50	0,51	0,52
<b>Na</b>	3,38	3,28	3,52	3,34	3,37	3,47	3,44	3,30
<b>K</b>	0,04	0,07	0,06	0,03	0,02	0,05	0,05	0,03
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Z</b>	<b>15,98</b>	<b>15,98</b>	<b>15,99</b>	<b>16,03</b>	<b>16,01</b>	<b>15,97</b>	<b>15,98</b>	<b>16,01</b>
<b>X</b>	<b>3,97</b>	<b>3,96</b>	<b>4,01</b>	<b>3,86</b>	<b>3,86</b>	<b>4,02</b>	<b>4,00</b>	<b>3,86</b>
<b>An.</b>	13,98	15,23	10,76	12,57	12,31	12,50	12,73	13,55
<b>Ab</b>	85,03	82,93	87,65	86,56	87,14	86,34	86,03	85,49
<b>Or</b>	0,97	1,84	1,54	0,81	0,55	1,16	1,19	0,89

*Tabela 1.1 – Composição das plagioclases do granito Banabuiú e dos diatexitos claros – 1 (continuação).*

	GRANITO BANABUIÚ						DIAT. CLAROS - 1	
	MI 184 - 2	MI 184 - 2	MI 184 - 2	MI 184 - 1	MI 184 - 1	MI 184 - 1	MI 185B1-3	MI 185B1-3
	Plag18-mat	Plag19-mat	Plag20-mat	Plag24-mat	Plag25-mat	Plag26-mat	Plag4-mat	Plag5-mat
	centro	borda	borda	borda	centro	borda	borda	centro
SiO <sub>2</sub>	66,96	64,36	68,19	63,82	65,07	66,64	64,21	64,64
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,07	0,07	0,01	0,04	0,05	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,00	22,22	19,80	22,17	21,55	20,22	22,39	22,72
FeO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,01	0,04
MnO	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00
MgO	0,08	0,04	0,07	0,06	0,05	0,08	0,06	0,08
CaO	1,91	3,22	0,42	2,91	2,46	0,97	3,61	3,51
Na <sub>2</sub> O	10,64	9,91	11,32	9,99	10,35	11,16	9,30	9,60
K <sub>2</sub> O	0,16	0,17	0,09	0,17	0,11	0,15	0,27	0,21
BaO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,79</b>	<b>99,99</b>	<b>99,98</b>	<b>99,38</b>	<b>99,61</b>	<b>99,33</b>	<b>99,91</b>	<b>100,86</b>
Si	11,67	11,36	11,92	11,34	11,50	11,77	11,34	11,31
Al	4,31	4,62	4,08	4,64	4,49	4,21	4,66	4,69
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Ca	0,36	0,61	0,08	0,55	0,47	0,18	0,68	0,66
Na	3,59	3,39	3,84	3,44	3,55	3,82	3,18	3,26
K	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	0,06	0,05
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Z</b>	<b>15,98</b>	<b>15,98</b>	<b>16,00</b>	<b>15,99</b>	<b>15,99</b>	<b>15,98</b>	<b>16,00</b>	<b>16,00</b>
<b>X</b>	<b>3,99</b>	<b>4,04</b>	<b>3,94</b>	<b>4,04</b>	<b>4,04</b>	<b>4,04</b>	<b>3,93</b>	<b>3,96</b>
An.	8,94	15,07	2,01	13,72	11,54	4,56	17,39	16,60
Ab	90,17	83,95	97,46	85,22	87,85	94,62	81,08	82,16
Or	0,88	0,97	0,52	0,93	0,61	0,82	1,52	1,18

Tabela 1.1 – Composição das plagioclases dos diatexitos claros – 1 (continuação).

	<b>DIATEXITOS CLAROS - 1</b>							
	<b>MI 185B1-3</b>	<b>MI 185B1-2</b>	<b>MI 185B1-2</b>	<b>MI 185B1-2</b>	<b>MI 83 B</b>	<b>MI 83 B</b>	<b>MI 83 B</b>	<b>MI 83 B</b>
	Plag6-mat borda	Plag19-mat borda	Plag20-mat centro	Plag21-mat borda	C3BP1 borda	C3CP2 centro	C3CP2 centro	C3BP1 centro
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64,93	65,56	64,38	64,46	65,38	65,72	61,46	61,48
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	0,01	0,03	0,03	20,74	0,00	0,05	0,01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22,40	21,67	22,53	22,44	0,02	20,72	24,21	24,17
<b>FeO</b>	0,00	0,15	0,03	0,18	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00
<b>MgO</b>	0,72	0,02	0,07	0,09	0,00	0,01	0,00	0,02
<b>CaO</b>	3,53	3,07	3,59	3,54	1,89	1,63	5,68	5,92
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9,52	9,80	9,52	9,52	10,27	10,56	8,24	8,34
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,15	0,20	0,20	0,25	0,11	0,11	0,18	0,18
<b>BaO</b>	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>101,27</b>	<b>100,49</b>	<b>100,36</b>	<b>100,52</b>	<b>98,46</b>	<b>98,75</b>	<b>99,82</b>	<b>100,12</b>
<b>Si</b>	11,31	11,49	11,32	11,33	12,02	11,67	10,93	10,91
<b>Al</b>	4,60	4,48	4,67	4,65	0,00	4,34	5,07	5,06
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	2,87	0,00	0,01	0,00
<b>Fe</b>	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,19	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,66	0,58	0,68	0,67	0,37	0,31	1,08	1,13
<b>Na</b>	3,22	3,33	3,25	3,24	3,66	3,64	2,84	2,87
<b>K</b>	0,03	0,04	0,04	0,06	0,03	0,02	0,04	0,04
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Z</b>	<b>15,91</b>	<b>15,97</b>	<b>15,99</b>	<b>15,97</b>	<b>12,02</b>	<b>16,01</b>	<b>16,00</b>	<b>15,97</b>
<b>X</b>	<b>3,91</b>	<b>3,95</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>4,06</b>	<b>3,97</b>	<b>3,96</b>	<b>4,04</b>
<b>An.</b>	16,86	14,59	17,05	16,80	9,16	7,82	27,29	27,88
<b>Ab</b>	82,28	84,28	81,82	81,77	90,19	91,56	71,71	71,10
<b>Or</b>	0,82	1,13	1,13	1,40	0,65	0,62	1,00	1,01



*Tabela 1.1 – Composição das plagioclases dos diatexitos claros – 2 (leucossomas)  
(continuação).*

	<b>DIATEXITOS CLAROS – 2 (LEUCOSSOMAS)</b>							
	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 105C-2</b>	<b>MI 105C-2</b>	<b>MI 105C-2</b>	<b>MI 105C-3</b>	<b>MI 105C-3</b>	<b>MI 105C-3</b>
	C1BP1	C1CP2	Plag4-mat	Plag5-mat	Plag6-mat	Plag7-mat	Plag8-mat	Plag9-mat
	borda	centro	borda	centro	borda	borda	centro	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,30	65,15	62,09	62,61	62,34	62,16	62,46	62,18
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,02	0,00	0,03	0,06	0,02	0,03	0,00	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,92	21,92	24,21	23,86	23,97	23,60	23,84	23,87
<b>FeO</b>	0,04	0,05	0,07	0,00	0,05	0,14	0,07	0,03
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03	0,08	0,00
<b>MgO</b>	0,00	0,00	0,10	0,08	0,09	0,08	0,06	0,07
<b>CaO</b>	2,94	2,90	5,14	5,13	5,03	5,04	5,28	5,32
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9,74	9,89	8,47	8,58	8,62	8,56	8,21	8,33
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,16	0,36	0,13	0,17	0,21	0,26	0,14	0,18
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,12</b>	<b>100,28</b>	<b>100,25</b>	<b>100,48</b>	<b>100,40</b>	<b>99,90</b>	<b>100,15</b>	<b>100,00</b>
<b>Si</b>	11,47	11,45	10,97	11,04	11,01	11,04	11,04	11,02
<b>Al</b>	4,54	4,54	5,04	4,96	4,99	4,94	4,97	4,99
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Ca</b>	0,55	0,55	0,97	0,97	0,95	0,96	1,00	1,01
<b>Na</b>	3,32	3,37	2,90	2,93	2,95	2,95	2,81	2,86
<b>K</b>	0,04	0,08	0,03	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Z</b>	<b>16,01</b>	<b>16,00</b>	<b>16,02</b>	<b>15,99</b>	<b>16,00</b>	<b>15,98</b>	<b>16,01</b>	<b>16,00</b>
<b>X</b>	<b>3,91</b>	<b>4,00</b>	<b>3,91</b>	<b>3,94</b>	<b>3,95</b>	<b>3,96</b>	<b>3,85</b>	<b>3,91</b>
<b>An.</b>	14,18	13,68	24,92	24,60	24,10	24,18	26,00	25,81
<b>Ab</b>	84,91	84,32	74,30	74,45	74,72	74,32	73,16	73,12
<b>Or</b>	0,91	2,00	0,76	0,95	1,17	1,49	0,80	1,01

*Tabela 1.1 – Composição das plagioclases dos diatexitos claros – 2 (leucossomas) e diatexitos intermédios – 2 (continuação).*

	<b>DIAT. CLAROS – 2 (LEUCOSSOMAS)</b>			<b>DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2</b>				
	<b>MI 105C-1</b>	<b>MI 105C-1</b>	<b>MI 105C-1</b>	<b>MI 92</b>	<b>MI 92</b>	<b>MI 92</b>	<b>MI 92</b>	<b>MI 185 A1</b>
	Plag22-mat	Plag23-mat	Plag24-mat	C1BP1	C1CP2	C1BP1.1	C1CP2.1	C2BP1
	centro	borda	borda	borda	centro	borda	centro	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	62,72	62,89	62,67	65,38	65,49	66,12	65,59	64,50
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	0,06	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23,81	23,67	23,87	21,67	21,74	21,80	21,83	22,08
<b>FeO</b>	0,04	0,00	0,12	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>MgO</b>	0,07	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>CaO</b>	5,15	5,11	5,16	2,63	2,50	2,49	2,64	2,79
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8,53	8,74	8,54	10,01	9,90	9,95	9,92	9,68
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,20	0,11	0,20	0,21	0,27	0,23	0,19	0,17
<b>BaO</b>	0,00	0,04	0,00	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,53</b>	<b>100,69</b>	<b>100,64</b>	<b>100,16</b>	<b>99,97</b>	<b>100,63</b>	<b>100,20</b>	<b>99,24</b>
<b>Si</b>	11,05	11,07	11,04	11,50	11,52	11,54	11,51	11,43
<b>Al</b>	4,94	4,91	4,95	4,49	4,51	4,49	4,51	4,61
<b>Ti</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,97	0,96	0,97	0,50	0,47	0,47	0,50	0,53
<b>Na</b>	2,91	2,98	2,92	3,41	3,37	3,37	3,37	3,33
<b>K</b>	0,04	0,02	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Z</b>	<b>16,00</b>	<b>15,98</b>	<b>15,99</b>	<b>16,00</b>	<b>16,03</b>	<b>16,03</b>	<b>16,02</b>	<b>16,04</b>
<b>X</b>	<b>3,93</b>	<b>3,97</b>	<b>3,94</b>	<b>3,96</b>	<b>3,91</b>	<b>3,88</b>	<b>3,91</b>	<b>3,89</b>
<b>An.</b>	24,73	24,25	24,74	12,51	12,06	11,99	12,70	13,60
<b>Ab</b>	74,12	75,07	74,10	86,14	86,28	86,71	86,23	85,43
<b>Or</b>	1,14	0,61	1,15	1,21	1,57	1,30	1,08	0,96

*Tabela 1.1 – Composição das plagioclases dos diatexitos intermédios – 2, diatexitos escuros – 2 e diatexitos escuros – 3 (continuação).*

	<b>DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2</b>				<b>DIATEXISTO ESCURO - 2</b>			<b>D. ESC - 3</b>
	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 105A</b>
	<b>C2BP2</b>	<b>C3BP1</b>	<b>C1BP1</b>	<b>C1CP2</b>	<b>C2BP1</b>	<b>C2CP2</b>	<b>C6CP2</b>	<b>C1BP1</b>
	borda	borda	borda	centro	borda	centro	centro	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64,83	65,15	68,65	66,40	65,59	64,32	62,91	62,04
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,91	22,53	19,95	21,13	22,16	22,97	22,83	23,96
<b>FeO</b>	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,02	0,01	0,06
<b>MnO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04
<b>MgO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>CaO</b>	2,94	3,24	0,45	2,08	2,92	3,90	4,17	5,73
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9,66	9,35	11,11	10,30	9,81	9,34	9,21	8,49
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,18	0,29	0,15	0,19	0,12	0,16	0,23	0,14
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>99,50</b>	<b>100,59</b>	<b>100,38</b>	<b>100,11</b>	<b>100,61</b>	<b>100,73</b>	<b>99,38</b>	<b>100,45</b>
<b>Si</b>	11,46	11,40	11,94	11,64	11,46	11,27	11,20	10,97
<b>Al</b>	4,56	4,65	4,09	4,37	4,56	4,74	4,79	4,99
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,56	0,61	0,08	0,39	0,55	0,73	0,79	1,09
<b>Na</b>	3,31	3,17	3,74	3,50	3,32	3,17	3,18	2,91
<b>K</b>	0,04	0,07	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Z</b>	<b>16,03</b>	<b>16,05</b>	<b>16,03</b>	<b>16,01</b>	<b>16,03</b>	<b>16,01</b>	<b>15,99</b>	<b>15,96</b>
<b>X</b>	<b>3,91</b>	<b>3,84</b>	<b>3,86</b>	<b>3,94</b>	<b>3,90</b>	<b>3,94</b>	<b>4,03</b>	<b>4,03</b>
<b>An.</b>	14,24	15,79	2,19	9,93	14,05	18,56	19,74	26,97
<b>Ab</b>	84,74	82,51	96,94	88,97	85,29	80,56	78,95	72,27
<b>Or</b>	1,02	1,70	0,87	1,10	0,66	0,88	1,31	0,76

Tabela 1.1 – Composição das plagioclases dos diatexitos escuros – 3 (continuação).

	DIATEXITOS ESCUROS - 3								
	MI 105A	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105B	MI 105B
	C1CP2	C3BP1	C3CP2	C3BP1	C3CP2	C1BP1	C1CP2	C1BP1	C1BP2
	centro	borda	centro	centro	centro	borda	centro	borda	borda
SiO <sub>2</sub>	61,80	66,39	66,08	62,01	62,79	61,58	61,48	62,09	62,92
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,04	0,05	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,10	21,29	21,45	24,28	23,96	24,12	23,84	24,03	23,93
FeO	0,02	0,04	0,06	0,00	0,03	0,07	0,07	0,01	0,01
MnO	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
CaO	5,80	2,06	2,29	5,66	5,34	5,57	5,59	5,54	5,54
Na <sub>2</sub> O	8,41	10,45	10,23	8,40	8,42	8,28	8,46	7,96	8,31
K <sub>2</sub> O	0,16	0,15	0,22	0,14	0,32	0,22	0,24	0,24	0,20
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,16	0,00	0,00
Total	100,29	100,42	100,35	100,54	100,91	99,94	99,96	99,95	100,98
Si	10,94	11,61	11,58	10,95	11,03	10,93	10,93	11,00	11,04
Al	5,03	4,39	4,43	5,05	4,96	5,05	5,00	5,02	4,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	1,10	0,39	0,43	1,07	1,00	1,06	1,07	1,05	1,04
Na	2,89	3,54	3,47	2,88	2,87	2,85	2,92	2,74	2,83
K	0,04	0,03	0,05	0,03	0,07	0,05	0,05	0,05	0,04
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Z	15,97	16,00	16,01	16,00	15,99	15,98	15,93	16,02	15,99
X	4,03	3,96	3,95	3,98	3,95	3,96	4,04	3,84	3,91
An.	27,36	9,74	10,85	26,92	25,46	26,76	26,37	27,36	26,64
Ab	71,75	89,42	87,90	72,26	72,71	71,99	72,16	71,22	72,22
Or	0,90	0,84	1,25	0,81	1,83	1,25	1,34	1,41	1,14



## ***Anexo 2***



Tabela 2.1 – Composição dos feldspatos potássicos do granito Banabuiú.

	GRANITO BANABUIÚ							
	MI 01 - 3	MI 01 - 3	MI 01 - 3	MI 01 - 1	MI 01 - 1	MI 01 - 1	MI 184 - 4	MI 184 - 4
	KF16-mat borda	KF17-mat centro	KF18-mat borda	KF19-mat borda	KF20-mat centro	KF21-mat borda	KF1-mat borda	KF2-mat centro
LOC								
SiO <sub>2</sub>	64,78	65,86	65,82	65,10	64,98	65,06	65,35	65,62
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,06	0,01	0,02	0,03	0,01	0,06	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	18,53	18,73	18,55	18,49	18,45	18,63	18,89
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,04	0,02
MnO	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,09	0,07	0,08	0,06	0,07	0,08	0,10	0,09
CaO	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,99	1,15	0,77	0,88	1,06	0,87	0,84	1,07
K <sub>2</sub> O	14,64	14,71	14,96	14,86	14,37	14,83	15,08	14,68
BaO	0,27	0,26	0,25	0,36	0,22	0,16	0,22	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,60	100,67	100,65	99,87	99,24	99,60	100,31	100,56
Si	11,96	12,02	12,02	12,00	12,01	12,01	11,99	11,98
Al	4,09	3,99	4,03	4,03	4,03	4,01	4,03	4,06
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,35	0,41	0,27	0,31	0,38	0,31	0,30	0,38
K	3,45	3,43	3,48	3,49	3,39	3,49	3,53	3,42
Ba	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z	16,04	16,01	16,04	16,03	16,04	16,02	16,02	16,04
X	3,82	3,85	3,78	3,84	3,79	3,82	3,84	3,81
An.	0,07	0,02	0,06	0,23	0,02	0,17	0,00	0,05
Ab	9,26	10,56	7,26	8,19	10,07	8,11	7,77	9,97
Or	90,17	88,94	92,22	90,91	89,48	91,42	91,82	89,67



*Tabela 2.1 – Composição dos feldspatos potássicos do granito Banabuiú e dos diatexitos claros – 1 (continuação).*

	GRANITO BANABUIÚ				DIATEXITOS CLAROS - 1			
	MI 184 - 4	MI 184 - 2	MI 184 - 2	MI 184 - 2	MI 185B1-3	MI 185B1-3	MI 185B1-3	MI 185B1-2
	KF3-mat	KF21-mat	KF22-mat	KF23-mat	KF1-mat	KF2-mat	KF3-mat	KF16-mat
<b>LOC</b>	borda	borda	centro	borda	borda	centro	borda	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,56	65,00	65,44	64,61	65,26	65,14	65,48	65,17
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,03	0,10	0,02	0,03	0,03	0,06	0,02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,52	18,56	18,63	18,54	18,40	18,59	18,46	18,39
<b>FeO</b>	0,09	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00
<b>MnO</b>	0,09	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,04
<b>MgO</b>	0,10	0,06	0,10	0,07	0,07	0,07	0,00	0,09
<b>CaO</b>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,09	0,50	1,32	0,64	0,73	0,76	0,76	0,82
<b>K<sub>2</sub>O</b>	14,80	15,47	14,49	15,22	14,92	15,02	15,01	14,97
<b>BaO</b>	0,22	0,22	0,20	0,17	0,24	0,23	0,00	0,26
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,49</b>	<b>99,87</b>	<b>100,30</b>	<b>99,29</b>	<b>99,67</b>	<b>99,94</b>	<b>99,77</b>	<b>99,76</b>
<b>Si</b>	12,00	12,00	11,98	11,98	12,03	11,99	12,04	12,02
<b>Al</b>	4,00	4,04	4,02	4,05	4,00	4,03	4,00	4,00
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>Mg</b>	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,39	0,18	0,47	0,23	0,26	0,27	0,27	0,29
<b>K</b>	3,46	3,64	3,38	3,60	3,51	3,53	3,52	3,52
<b>Ba</b>	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02
<b>P</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Z</b>	<b>16,00</b>	<b>16,03</b>	<b>16,01</b>	<b>16,04</b>	<b>16,03</b>	<b>16,03</b>	<b>16,04</b>	<b>16,02</b>
<b>X</b>	<b>3,86</b>	<b>3,84</b>	<b>3,87</b>	<b>3,84</b>	<b>3,79</b>	<b>3,82</b>	<b>3,79</b>	<b>3,83</b>
<b>An.</b>	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Ab</b>	10,05	4,69	12,12	6,00	6,85	7,12	7,16	7,63
<b>Or</b>	89,47	94,90	87,45	93,67	92,69	92,44	92,83	91,88

Tabela 2.1 – Composição dos feldspatos potássicos dos diatexitos claros – 1 (continuação).

	DIATEXITOS CLAROS - 1							
	MI 185B1-2	MI 185B1-2	MI 83 B	MI 83 B	MI 110 A	MI 110 A	MI 110 A	MI 110 A
	KF17-mat centro	KF18-mat centro	C1BKF1 borda	C1CKF2 centro	C4BKF1 borda	C4CKF2 centro	C1BKF1 borda	C1CKF2 centro
<b>LOC</b>								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64,91	65,56	63,59	63,49	64,61	64,33	65,30	65,58
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,05	0,04	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,43	18,52	18,44	18,49	18,49	18,69	18,73	18,56
<b>FeO</b>	0,04	0,00	0,03	0,04	0,04	0,03	0,00	0,01
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
<b>MgO</b>	0,08	0,08	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,02	0,99	1,21	1,31	1,08	1,48	1,09	1,05
<b>K<sub>2</sub>O</b>	14,38	14,62	14,98	14,68	15,17	14,55	15,11	15,01
<b>BaO</b>	0,25	0,32	0,07	0,09	0,04	0,03	0,00	0,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,11	0,18	0,06	0,10	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>99,16</b>	<b>100,13</b>	<b>98,44</b>	<b>98,33</b>	<b>99,55</b>	<b>99,24</b>	<b>100,27</b>	<b>100,21</b>
<b>Si</b>	12,01	12,03	11,93	11,89	11,96	11,92	11,98	12,02
<b>Al</b>	4,02	4,00	4,07	4,08	4,04	4,08	4,05	4,01
<b>Ti</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,37	0,35	0,44	0,47	0,39	0,53	0,39	0,37
<b>K</b>	3,40	3,42	3,58	3,51	3,58	3,44	3,54	3,51
<b>Ba</b>	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P</b>	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00
<b>Z</b>	<b>16,03</b>	<b>16,03</b>	<b>16,00</b>	<b>15,98</b>	<b>16,00</b>	<b>16,00</b>	<b>16,03</b>	<b>16,03</b>
<b>X</b>	3,78	3,80	4,03	3,99	3,98	3,97	3,92	3,88
<b>An.</b>	0,01	0,00	0,10	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00
<b>Ab</b>	9,71	9,27	10,87	11,88	9,76	13,41	9,89	9,62
<b>Or</b>	89,80	90,13	88,91	87,96	89,99	86,55	90,11	90,38

*Tabela 2.1 – Composição dos feldspatos potássicos dos diatexitos claros – 1, diatexitos claros – 2 (leucossomas) e diatexitos intermédios - 1 (continuação).*

	<b>DIAT. CLAROS - 1</b>		<b>DIAT. CLAROS - 2 (LEUCOSSOMAS)</b>				<b>DIAT. INTERMÉDIOS - 1</b>	
	<b>MI 110 A</b>	<b>MI 110 A</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 185 A1</b>
	C3BKF1	C3CKF2	C1BKF1	C1CKF2	C2BKF1	C2CKF2	C1BKF1	C1CKF2
<b>LOC</b>	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,28	65,41	64,01	64,31	64,37	64,31	65,32	65,10
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,70	18,53	18,43	18,75	18,39	18,50	18,46	18,82
<b>FeO</b>	0,00	0,02	0,03	0,10	0,05	0,00	0,14	0,05
<b>MnO</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02
<b>MgO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,29	1,01	0,93	1,13	0,87	0,82	0,81	1,14
<b>K<sub>2</sub>O</b>	14,92	15,20	15,44	15,41	15,46	15,47	15,82	15,17
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,19	0,18	0,13	0,11	0,13	0,16
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,14	0,16	0,11	0,19	0,11	0,07
<b>Total</b>	<b>100,19</b>	<b>100,17</b>	<b>99,17</b>	<b>100,04</b>	<b>99,42</b>	<b>99,40</b>	<b>100,86</b>	<b>100,53</b>
<b>Si</b>	11,98	12,01	11,94	11,88	11,95	11,94	11,98	11,94
<b>Al</b>	4,04	4,01	4,05	4,08	4,02	4,05	3,99	4,07
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,46	0,36	0,34	0,40	0,31	0,30	0,29	0,40
<b>K</b>	3,49	3,56	3,67	3,63	3,66	3,66	3,70	3,55
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>P</b>	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01
<b>Z</b>	<b>16,02</b>	<b>16,02</b>	<b>15,99</b>	<b>15,96</b>	<b>15,98</b>	<b>15,98</b>	<b>15,97</b>	<b>16,00</b>
<b>X</b>	<b>3,95</b>	<b>3,92</b>	<b>4,02</b>	<b>4,05</b>	<b>3,99</b>	<b>3,97</b>	<b>4,00</b>	<b>3,96</b>
<b>An.</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
<b>Ab</b>	11,59	9,17	8,38	9,99	7,83	7,45	7,24	10,21
<b>Or</b>	88,41	90,83	91,28	89,69	91,89	92,36	92,53	89,50

*Tabela 2.1 – Composição dos feldspatos potássicos dos diatexitos intermédios – 1 e diatexitos intermédios 2 (continuação).*

	<b>DIAT. INTERMÉDIOS - 1</b>		<b>DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2</b>					
	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 60</b>
	C2BKF1	C2CKF2	C3BP1	C3BP2	C2BKF1	C2CKF2	C3BKF1	C3CKF2
<b>LOC</b>	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64,47	65,46	64,64	64,92	65,83	63,91	64,00	64,91
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,02	0,00	0,00	18,64	0,00	0,03	0,01	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,70	18,72	18,72	0,00	18,63	18,49	18,37	18,98
<b>FeO</b>	0,00	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,00
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>MgO</b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>CaO</b>	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,83	1,50	0,78	0,97	0,69	1,22	0,78	1,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	15,59	14,77	15,59	15,64	15,67	14,82	15,33	15,37
<b>BaO</b>	0,11	0,14	0,00	0,00	0,57	0,36	0,62	0,59
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,12	0,21	0,00	0,00	0,16	0,06	0,13	0,08
<b>Total</b>	<b>99,84</b>	<b>100,83</b>	<b>99,79</b>	<b>100,23</b>	<b>101,58</b>	<b>98,94</b>	<b>99,27</b>	<b>100,95</b>
<b>Si</b>	11,92	11,94	11,95	12,30	12,00	11,93	11,94	11,90
<b>Al</b>	4,07	4,02	4,08	0,00	4,00	4,07	4,04	4,10
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	2,66	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,30	0,53	0,28	0,36	0,24	0,44	0,28	0,36
<b>K</b>	3,68	3,44	3,68	3,78	3,64	3,53	3,65	3,59
<b>Ba</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,05	0,04
<b>P</b>	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01
<b>Z</b>	<b>15,99</b>	<b>15,97</b>	<b>16,03</b>	<b>12,30</b>	<b>16,00</b>	<b>15,99</b>	<b>15,98</b>	<b>16,00</b>
<b>X</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,96</b>	<b>4,14</b>	<b>3,93</b>	<b>4,00</b>	<b>3,98</b>	<b>4,00</b>
<b>An.</b>	0,00	0,04	0,05	0,09	0,00	0,06	0,00	0,00
<b>Ab</b>	7,46	13,36	7,09	8,58	6,22	11,06	7,12	9,02
<b>Or</b>	92,33	86,35	92,86	91,32	92,73	88,22	91,74	89,93

*Tabela 2.1 – Composição dos feldspatos potássicos dos diatexitos intermédios – 2 e diatexitos escuros - 2 (continuação).*

	<b>DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2</b>				<b>DIATEXITOS ESCUROS - 2</b>			
	<b>MI 92</b>	<b>MI 92</b>	<b>MI 92</b>	<b>MI 92</b>	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 148 C</b>
	C2BKF1	C2CKF2	C2BKF1.1	C2CKF2.1	C4BKF1	C4CKF2	C4BKF3	C5BKF1
<b>LOC</b>	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,10	64,70	64,56	65,07	64,76	65,04	64,65	64,71
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,59	18,62	18,31	18,68	18,97	18,91	18,76	18,86
<b>FeO</b>	0,09	0,03	0,05	0,05	0,00	0,02	0,05	0,05
<b>MnO</b>	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03
<b>MgO</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,75	0,95	1,25	1,29	0,85	2,09	1,03	0,92
<b>K<sub>2</sub>O</b>	15,82	15,15	14,93	14,98	15,04	13,76	15,18	15,28
<b>BaO</b>	0,28	0,16	0,00	0,00	0,63	0,31	0,51	0,47
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>0,02</b>	<b>0,09</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,26</b>	<b>0,22</b>	<b>0,17</b>	<b>0,18</b>
<b>Total</b>	<b>100,66</b>	<b>99,72</b>	<b>99,13</b>	<b>100,08</b>	<b>100,53</b>	<b>100,52</b>	<b>100,38</b>	<b>100,50</b>
<b>Si</b>	11,97	11,95	11,99	11,96	11,92	11,89	11,90	11,90
<b>Al</b>	4,03	4,05	4,01	4,05	4,11	4,07	4,07	4,09
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,27	0,34	0,45	0,46	0,30	0,74	0,37	0,33
<b>K</b>	3,71	3,57	3,54	3,51	3,53	3,21	3,56	3,58
<b>Ba</b>	0,02	0,01	0,00	0,00	0,05	0,02	0,04	0,03
<b>P</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>Z</b>	<b>15,99</b>	<b>16,01</b>	<b>16,00</b>	<b>16,01</b>	<b>16,03</b>	<b>15,96</b>	<b>15,98</b>	<b>15,98</b>
<b>X</b>	<b>4,00</b>	<b>3,92</b>	<b>3,99</b>	<b>3,97</b>	<b>3,88</b>	<b>4,00</b>	<b>3,97</b>	<b>3,95</b>
<b>An</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,83	0,00	0,00
<b>Ab</b>	6,68	8,68	11,29	11,57	7,83	18,47	9,26	8,34
<b>Or</b>	92,81	91,04	88,71	88,43	91,00	80,16	89,81	90,80

*Tabela 2.1 – Composição dos feldspatos potássicos dos diatexitos escuros – 2 e diatexitos escuros - 3 (continuação).*

	<b>D. ESC. - 2</b>	<b>DIAT. ESCUROS - 3</b>	
	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 105B</b>	<b>MI 105B</b>
	C5CKF2	C3BKF1	C3CKF2
<b>LOC</b>	centro	borda	centro
<b>SiO2</b>	64,92	63,97	64,43
<b>TiO2</b>	0,01	0,00	0,00
<b>Al2O3</b>	18,67	18,27	18,42
<b>FeO</b>	0,00	0,00	0,06
<b>MnO</b>	0,00	0,01	0,01
<b>MgO</b>	0,01	0,02	0,01
<b>CaO</b>	0,00	0,02	0,00
<b>Na2O</b>	1,09	0,81	0,93
<b>K2O</b>	15,13	15,38	15,16
<b>BaO</b>	0,44	0,62	0,75
<b>P2O5</b>	0,15	0,14	0,21
<b>Total</b>	<b>100,43</b>	<b>99,24</b>	<b>99,98</b>
<b>Si</b>	11,93	11,96	11,93
<b>Al</b>	4,05	4,02	4,02
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,00	0,00	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,00	0,01	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,39	0,29	0,33
<b>K</b>	3,55	3,67	3,58
<b>Ba</b>	0,03	0,05	0,05
<b>P</b>	0,02	0,02	0,03
<b>Z</b>	<b>15,98</b>	<b>15,98</b>	<b>15,95</b>
<b>X</b>	<b>3,97</b>	<b>4,01</b>	<b>3,97</b>
<b>An.</b>	0,00	0,09	0,00
<b>Ab</b>	9,75	7,29	8,41
<b>Or</b>	89,45	91,48	90,22



## ***Anexo 3***





Tabela 3.1 – Composição das biotites do granito Banabuiú.

	GRANITO BANABUIÚ							
	MI 184-4	MI 184-4	MI 184-4	MI 184-2	MI 184-2	MI 184-2	MI 01-1	MI 01-1
	Biot4-borda	Biot5-centro	Biot6-borda	Biot10-borda	Biot11-centro	Biot12-borda	Biot22-borda	Biot23-centro
SiO <sub>2</sub>	34,59	34,70	34,52	34,08	34,21	34,15	34,14	33,99
TiO <sub>2</sub>	2,65	5,54	2,50	2,28	2,39	2,36	2,55	2,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,62	18,35	18,81	18,60	18,19	18,08	17,96	18,13
FeO	23,95	24,12	24,86	26,49	25,78	25,49	24,78	24,02
MnO	0,33	0,37	0,34	0,44	0,30	0,43	0,31	0,34
MgO	3,58	3,71	3,51	3,81	3,95	3,91	3,63	3,73
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,13	0,04	0,08	0,05	0,08	0,08	0,07
K <sub>2</sub> O	9,27	9,18	9,29	9,26	9,32	9,34	9,05	9,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	1,01	1,01	0,91	1,02	1,05	0,98	0,97	1,16
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	94,08	97,11	94,78	96,06	95,24	94,82	93,47	93,03
O=F	0,43	0,43	0,38	0,43	0,44	0,41	0,41	0,49
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>93,66</b>	<b>96,69</b>	<b>94,40</b>	<b>95,63</b>	<b>94,80</b>	<b>94,41</b>	<b>93,06</b>	<b>92,54</b>
Si	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al IV	0,44	0,31	0,44	0,36	0,36	0,37	0,39	0,41
<b>Z (total)</b>	<b>0,16</b>	<b>0,32</b>	<b>0,15</b>	<b>0,13</b>	<b>0,14</b>	<b>0,14</b>	<b>0,15</b>	<b>0,15</b>
Al VI	0,10	0,02	0,10	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12
Ti	1,48	1,52	1,53	1,59	1,56	1,55	1,52	1,48
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,42	0,42	0,41	0,44	0,46	0,46	0,43	0,44
Mn	2,62	2,61	2,65	2,70	2,67	2,67	2,64	2,62
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Y (total)</b>	<b>0,01</b>	<b>0,02</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>
Ca	0,93	0,90	0,93	0,92	0,93	0,94	0,92	0,92
Na	0,94	0,91	0,94	0,93	0,94	0,95	0,93	0,93
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>X (total)</b>	<b>0,25</b>	<b>0,24</b>	<b>0,23</b>	<b>0,25</b>	<b>0,26</b>	<b>0,24</b>	<b>0,24</b>	<b>0,29</b>
F	7,56	0,24	7,58	7,63	7,61	7,62	7,57	0,29
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 3.1 – Composição das biotites do granito Banabuiú e dos diatexitos claros – 1  
(continuação).

	GRANITO BANABUIÚ				DIATEXITOS CLAROS - 1			
	MI 01-1	MI 01-2	MI 01-2	MI 01-2	MI 185B1-3	MI 185B1-3	MI 185B1-3	MI 185B1-1
	Biot24-borda	Biot25-centro	Biot26-borda	Biot27-borda	Biot7-borda	Biot8-centro	Biot9-borda	Biot10-borda
SiO <sub>2</sub>	33,52	34,04	34,00	34,24	34,88	34,47	34,86	35,75
TiO <sub>2</sub>	2,32	2,50	2,39	2,34	3,35	3,13	3,23	3,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,27	18,21	18,24	18,43	18,84	18,21	18,61	18,18
FeO	25,14	24,98	25,75	24,76	21,53	22,09	21,33	20,81
MnO	0,36	0,36	0,34	0,31	0,23	0,56	0,11	0,39
MgO	3,77	3,79	3,74	3,73	6,04	6,03	6,02	5,87
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,09	0,09	0,23	0,22	0,03	0,15	0,09
K <sub>2</sub> O	9,09	9,16	8,72	8,94	9,26	9,11	9,30	9,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	1,12	0,78	0,66	0,73	0,68	0,69	0,67	0,56
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	93,66	93,91	93,93	93,72	95,05	94,32	94,28	94,40
O=F	0,47	0,33	0,28	0,31	0,29	0,29	0,28	0,23
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	93,19	93,58	93,65	93,41	94,76	94,03	94,00	94,17
Si	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al IV	0,38	0,40	0,40	0,43	0,39	0,36	0,40	0,41
Z (total)	0,14	0,15	0,14	0,14	0,19	0,18	0,19	0,21
Al VI	0,14	0,13	0,15	0,14	0,06	0,08	0,07	0,05
Ti	1,54	1,53	1,56	1,50	1,32	1,36	1,32	1,29
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,45	0,45	0,44	0,44	0,69	0,70	0,70	0,67
Mn	2,66	2,67	2,71	2,66	2,68	2,72	2,67	2,66
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y (total)	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01
Ca	0,92	0,93	0,88	0,90	0,91	0,91	0,92	0,91
Na	0,93	0,94	0,89	0,94	0,94	0,91	0,94	0,92
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X (total)	0,28	0,20	0,17	0,18	0,17	0,17	0,16	0,14
F	7,60	7,61	7,60	7,60	7,62	0,17	7,62	7,58
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 3.1 – Composição das biotites dos diatexitos claros – 1 (continuação).

	DIATEXITOS CLAROS - 1							
	MI 185B1-1	MI 185B1-1	MI 185B1-2	MI 185B1-2	MI 185B1-2	MI 83 B	MI 83 B	MI 83 B
	Biot11-centro	Biot12-borda	Biot13-borda	Biot14-centro	Biot15-borda	C1BB1	C1CB2	C3BB1
SiO <sub>2</sub>	34,81	35,09	35,02	34,99	35,15	33,98	33,86	33,69
TiO <sub>2</sub>	3,41	3,33	3,20	3,23	3,38	2,72	2,78	2,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,38	18,33	18,58	18,22	18,17	18,33	18,29	17,76
FeO	22,00	21,99	22,09	22,51	22,74	21,95	21,60	23,47
MnO	0,27	0,34	0,21	0,33	0,35	0,28	0,29	0,27
MgO	5,92	6,14	5,83	5,78	5,85	6,44	6,36	6,72
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,07	0,05	0,11	0,08	0,06	0,06	0,06
K <sub>2</sub> O	9,26	9,24	9,22	9,23	9,14	9,50	9,53	9,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,05
F	0,54	0,61	0,51	0,65	0,62	0,15	0,26	0,48
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07	0,13
Total	94,66	95,14	94,71	95,05	95,47	93,56	93,14	94,77
O=F	0,23	0,26	0,21	0,27	0,26	0,06	0,11	0,20
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03
Total	94,43	94,88	94,50	94,77	95,21	93,47	93,02	94,54
Si	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	2,68	2,68	2,64
Al IV	0,38	0,37	0,40	0,36	0,35	1,32	1,32	1,36
Z (total)	0,20	0,19	0,19	0,19	0,20	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,38	0,38	0,28
Ti	1,36	1,35	1,36	1,38	1,39	0,16	0,16	0,14
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,09	0,08	0,12
Fe <sup>2+</sup>	0,68	0,71	0,67	0,67	0,67	1,36	1,35	1,42
Mn	2,70	2,70	2,70	2,70	2,71	0,02	0,02	0,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,75	0,79
Y (total)	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	2,76	2,74	2,77
Ca	0,92	0,91	0,91	0,91	0,90	0,00	0,00	0,00
Na	0,93	0,92	0,92	0,93	0,91	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95	0,96	0,97
X (total)	0,13	0,15	0,12	0,16	0,15	0,97	0,97	0,98
F	7,63	7,62	7,62	7,62	7,62	0,04	0,06	0,12
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02

*Tabela 3.1 – Composição das biotites dos diatexitos claros – 1 e diatexitos claros – 2 (continuação).*

	DIATEXITOS CLAROS - 1			DIATEXITOS CLAROS – 2 (LEUCOSSOMAS)				
	MI 83 B	MI 110 A	MI 110 A	MI 86 B	MI 86 B	MI 86 B	MI 86 B	MI 140C
	C3CB2	C4BB1	C4CB2	C4BB1	C4CB2	C5BB1	C5CB2	C6BB1
SiO <sub>2</sub>	33,96	33,95	33,97	34,03	34,60	34,02	34,04	35,01
TiO <sub>2</sub>	2,35	1,31	1,23	2,67	2,45	2,53	2,54	1,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,51	20,49	20,30	17,97	19,40	18,11	18,12	18,83
FeO	22,19	25,16	25,06	22,52	21,64	23,46	23,28	19,05
MnO	0,28	0,26	0,23	0,21	0,24	0,19	0,14	0,21
MgO	6,83	3,81	3,87	6,45	5,82	6,61	6,51	8,93
CaO	0,00	0,06	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,09	0,13	0,06	0,05	0,05	0,06	0,33
K <sub>2</sub> O	9,55	8,61	9,05	9,07	8,45	9,52	9,55	7,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,16
F	0,42	0,51	0,70	0,15	0,45	0,36	0,26	0,38
Cl	0,07	0,02	0,02	0,19	0,22	0,20	0,18	0,12
Total	93,21	94,26	94,59	93,31	93,35	95,07	94,70	92,78
O=F	0,17	0,21	0,30	0,06	0,19	0,15	0,11	0,16
O=Cl	0,02	0,00	0,00	0,04	0,05	0,05	0,04	0,03
Total	93,02	94,04	94,29	93,20	93,11	94,87	94,55	92,59
Si	2,69	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al IV	1,31	0,55	0,53	0,36	0,48	0,32	0,33	0,42
Z (total)	4,00	0,08	0,07	0,16	0,14	0,15	0,15	0,10
Al VI	0,32	0,14	0,13	0,11	0,09	0,11	0,11	0,14
Ti	0,14	1,51	1,51	1,37	1,32	1,42	1,41	1,09
Fe <sup>3+</sup>	0,12	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>2+</sup>	1,35	0,45	0,45	0,76	0,68	0,77	0,76	1,03
Mn	0,02	2,74	2,71	2,77	2,73	2,78	2,77	2,79
Mg	0,81	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Y (total)	2,75	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05
Ca	0,00	0,86	0,90	0,91	0,84	0,95	0,95	0,78
Na	0,01	0,88	0,93	0,92	0,85	0,95	0,96	0,84
K	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X (total)	0,97	0,13	0,17	0,04	0,11	0,09	0,06	0,09
F	0,10	7,62	0,17	7,69	0,11	7,73	7,73	7,63
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00

Tabela 3.1 – Composição das biotites dos diatexitos claros – 2 (leucossomas) (continuação).

	DIATEXITOS CLAROS – 2 (LEUCOSSOMAS)							
	MI 140C	MI 105C-2	MI 105C-2	MI 105C-2	MI 105C-1	MI 105C-1	MI 105C-1	MI 105C-3
	C6CB2	Biot1-borda	Biot2-centro	Biot3-borda	Biot19-borda	Biot20-centro	Biot21-borda	Biot13-borda
SiO <sub>2</sub>	34,95	35,44	35,55	35,49	35,10	34,86	34,68	34,71
TiO <sub>2</sub>	1,78	2,54	2,64	2,54	2,62	2,58	2,63	2,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,88	18,68	18,28	19,16	18,28	18,78	18,68	18,53
FeO	18,17	20,05	19,87	20,29	21,38	21,25	20,88	20,03
MnO	0,19	0,23	0,29	0,37	0,45	0,30	0,43	0,38
MgO	9,49	7,08	7,28	7,02	7,40	7,20	7,46	7,10
CaO	0,09	0,02	0,02	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,06	0,11	0,12	0,04	0,09	0,12	0,10
K <sub>2</sub> O	7,79	9,05	9,11	9,19	9,11	9,22	9,10	9,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,15	0,59	0,56	0,51	0,51	0,48	0,58	0,35
Cl	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	91,93	93,75	93,71	94,77	94,88	94,76	94,56	93,03
O=F	0,06	0,25	0,24	0,21	0,21	0,20	0,24	0,15
O=Cl	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	91,84	93,50	93,47	94,56	94,67	94,56	94,31	92,88
Si	4,00	2,74	2,75	2,72	2,70	2,69	2,67	2,71
Al IV	0,43	1,26	1,25	1,28	1,30	1,31	1,33	1,29
Z (total)	0,10	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,13	0,43	0,41	0,45	0,36	0,39	0,37	0,42
Ti	1,05	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,07	0,08	0,06	0,09	0,08	0,08	0,07
Fe <sup>2+</sup>	1,10	1,22	1,21	1,24	1,29	1,29	1,27	1,24
Mn	2,82	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
Mg	0,01	0,81	0,84	0,80	0,85	0,83	0,86	0,83
Y (total)	0,03	2,71	2,70	2,72	2,76	2,76	2,76	2,73
Ca	0,77	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,81	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
K	0,00	0,89	0,90	0,90	0,89	0,91	0,90	0,91
X (total)	0,04	0,90	0,92	0,92	0,90	0,92	0,91	0,93
F	0,04	0,14	0,14	0,12	0,12	0,12	0,14	0,09
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

*Tabela 3.1 – Composição das biotites dos diatexitos claros – 2 (leucossomas), diatexitos intermédios – 1 e diatexitos intermédios – 2 (continuação).*

	<b>DIAT. CLAR-2 (LEUCOS)</b>		<b>DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 1</b>				<b>DIAT. INTERM- 2</b>	
	<b>MI 105C-3</b>	<b>MI 105C-3</b>	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 185 A1</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 60</b>
	Biot14-centro	Biot15-borda	C1BB1	C1CB2	C3BB1	C3CB2	C1BB1	C1CB2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	34,50	34,94	34,33	34,43	34,43	34,29	34,79	34,80
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,50	2,55	2,85	2,60	2,42	2,31	3,05	2,95
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19,17	18,58	17,50	17,97	18,27	18,56	17,86	18,53
<b>FeO</b>	21,11	19,83	22,18	22,08	21,69	22,23	23,86	23,62
<b>MnO</b>	0,41	0,29	0,18	0,31	0,24	0,27	0,29	0,30
<b>MgO</b>	7,10	7,21	7,51	7,63	7,69	7,65	5,58	5,37
<b>CaO</b>	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,09	0,03	0,06	0,05	0,08	0,09	0,04
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9,27	9,24	9,24	9,60	9,55	9,40	9,54	9,25
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,04	0,14	0,12
<b>F</b>	0,51	0,54	0,36	0,01	0,63	0,33	1,02	0,88
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,14	0,10	0,10	0,10	0,01	0,00
<b>Total</b>	<b>94,66</b>	<b>93,28</b>	<b>94,35</b>	<b>94,78</b>	<b>95,15</b>	<b>95,26</b>	<b>96,25</b>	<b>95,86</b>
<b>O=F</b>	0,22	0,23	0,15	0,00	0,26	0,14	0,43	0,37
<b>O=Cl</b>	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>94,44</b>	<b>93,05</b>	<b>94,17</b>	<b>94,76</b>	<b>94,86</b>	<b>95,09</b>	<b>95,81</b>	<b>95,49</b>
<b>Si</b>	2,66	2,72	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Al IV</b>	1,34	1,28	0,28	0,32	0,32	0,34	0,30	0,36
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>0,17</b>	<b>0,15</b>	<b>0,14</b>	<b>0,13</b>	<b>0,18</b>	<b>0,17</b>
<b>Al VI</b>	0,41	0,42	0,11	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09
<b>Ti</b>	0,15	0,15	1,34	1,34	1,31	1,33	1,44	1,43
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,07	0,07	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,29	1,22	0,87	0,88	0,89	0,88	0,64	0,62
<b>Mn</b>	0,03	0,02	2,78	2,81	2,76	2,81	2,68	2,69
<b>Mg</b>	0,82	0,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Y (total)</b>	<b>2,76</b>	<b>2,71</b>	<b>0,00</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,92	0,95	0,94	0,93	0,94	0,91
<b>Na</b>	0,01	0,01	0,92	0,96	0,95	0,94	0,95	0,92
<b>K</b>	0,91	0,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>X (total)</b>	<b>0,93</b>	<b>0,93</b>	<b>0,09</b>	<b>0,00</b>	<b>0,15</b>	<b>0,08</b>	<b>0,25</b>	<b>0,21</b>
<b>F</b>	0,13	0,13	7,71	0,00	7,71	7,74	7,63	0,21
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 3.1 – Composição das biotites dos diatexitos intermédios – 2 e diatexitos escuros – 1 (continuação).

	DIATEXITOS INTERMÉDIOS- 2				DIATEXITOS ESCUROS - 1			
	MI 60	MI 60	MI 92	MI 92	MI 88	MI 88	MI 88	MI 88
	C2BB1	C2CB2	C2CB2	C1CB2	C4BB1	C4CB2	C2BB1	C2CB2
SiO <sub>2</sub>	34,52	35,02	33,76	34,44	34,61	34,87	34,85	34,69
TiO <sub>2</sub>	3,19	3,05	3,09	3,31	2,40	2,35	2,52	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	17,97	18,15	18,14	18,74	18,58	18,55	18,86
FeO	23,81	23,86	24,17	24,01	22,07	22,46	22,22	21,70
MnO	0,29	0,28	0,32	0,30	0,45	0,47	0,48	0,48
MgO	5,34	5,39	4,99	5,11	6,26	6,42	6,26	6,17
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,07	0,07	0,09	0,05	0,12	0,07	0,07
K <sub>2</sub> O	9,34	9,45	9,33	9,52	9,21	8,88	9,35	9,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,12	0,10	0,02	0,03	0,09	0,11	0,04	0,14
F	1,13	1,05	0,58	1,02	0,65	0,51	0,52	0,40
Cl	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
Total	95,73	96,26	94,52	95,98	94,55	94,82	94,87	93,99
O=F	0,47	0,44	0,25	0,43	0,27	0,21	0,22	0,17
O=Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	95,25	95,81	94,26	95,55	94,27	94,60	94,65	93,82
Si	4,00	4,00	2,66	2,66	2,69	2,70	2,70	2,70
Al IV	0,31	0,32	1,34	1,34	1,31	1,30	1,30	1,30
Z (total)	0,19	0,18	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,09	0,09	0,34	0,32	0,40	0,39	0,39	0,44
Ti	1,45	1,44	0,18	0,19	0,14	0,14	0,15	0,13
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,02	0,10	0,09	0,09	0,11	0,08	0,09
Fe <sup>2+</sup>	0,62	0,62	1,49	1,47	1,35	1,34	1,35	1,33
Mn	2,67	2,67	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,59	0,59	0,72	0,74	0,72	0,72
Y (total)	0,01	0,01	2,72	2,67	2,73	2,75	2,73	2,73
Ca	0,92	0,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,93	0,94	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,94	0,94	0,91	0,88	0,92	0,91
X (total)	0,28	0,26	0,95	0,95	0,92	0,90	0,93	0,93
F	7,60	7,61	0,15	0,25	0,16	0,12	0,13	0,10
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00



Tabela 3.1 – Composição das biotites dos diatexitos escuros – 2 (continuação).

	DIATEXITOS ESCUROS - 2							
	MI 83 D	MI 83 D	MI 83 D	MI 83 D	MI 148 C	MI 148 C	MI 148 C	MI 148 C
	C1BB1	C1CB2	C2BB1	C2CB2	C3CB2	C3BB1	C1BB1	C1CB2
SiO <sub>2</sub>	35,38	35,79	35,29	35,35	34,53	34,39	34,54	34,56
TiO <sub>2</sub>	2,00	2,04	1,95	1,94	2,93	2,87	2,50	2,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,10	19,09	19,25	19,35	18,08	18,01	18,29	18,47
FeO	19,16	19,73	19,25	19,89	21,58	22,15	21,70	21,51
MnO	0,20	0,19	0,23	0,15	0,23	0,23	0,22	0,28
MgO	9,21	8,98	9,21	9,26	7,55	7,61	7,61	7,62
CaO	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,16	0,12	0,16	0,08	0,07	0,08	0,09
K <sub>2</sub> O	9,01	8,79	9,10	9,18	9,63	9,62	9,59	9,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,07	0,10	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05
F	0,26	0,33	0,38	0,70	0,26	0,30	0,19	0,18
Cl	0,11	0,09	0,10	0,10	0,06	0,04	0,07	0,08
Total	94,58	95,29	94,98	96,11	94,99	95,34	94,80	94,79
O=F	0,11	0,14	0,16	0,29	0,11	0,13	0,08	0,08
O=Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Total	94,44	95,13	94,80	95,79	94,86	95,21	94,71	94,70
Si	4,00	4,00	4,00	4,00	2,67	2,66	2,68	2,67
Al IV	0,41	0,41	0,41	0,38	1,33	1,34	1,32	1,33
Z (total)	0,11	0,12	0,11	0,11	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,09	0,09	0,08	0,09	0,32	0,30	0,35	0,36
Ti	1,13	1,15	1,14	1,16	0,17	0,17	0,15	0,14
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,09	0,09	0,09
Fe <sup>2+</sup>	1,05	1,01	1,04	1,04	1,32	1,34	1,31	1,30
Mn	2,80	2,80	2,80	2,79	0,01	0,02	0,01	0,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,87	0,88	0,88	0,88
Y (total)	0,02	0,02	0,02	0,02	2,77	2,79	2,79	2,79
Ca	0,88	0,85	0,88	0,88	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,90	0,87	0,90	0,91	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95	0,95	0,95	0,94
X (total)	0,06	0,08	0,09	0,17	0,96	0,96	0,96	0,95
F	7,70	0,08	7,70	7,69	0,06	0,07	0,05	0,04
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01

Tabela 3.1 – Composição das biotites dos diatexitos escuros – 2 e diatexitos escuros – 3 (continuação).

	DIAT. ESCUROS- 2		DIATEXITOS ESCUROS - 3					
	MI 148 C	MI 148 C	MI 105 A	MI 105 A	MI 105 A	MI 105 A	MI 105 A	MI 105 A
	C3BB1	C3CB2	C1BB1	C1CB2	C1BB1	C1CB2.2	C2BB1	C2CB2
SiO <sub>2</sub>	34,44	34,49	34,28	34,56	34,36	34,52	34,37	34,03
TiO <sub>2</sub>	3,09	2,83	2,69	2,61	2,71	2,48	2,73	2,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,01	18,22	18,27	18,18	18,55	17,98	18,27	18,34
FeO	21,89	22,09	21,08	20,85	21,34	20,69	21,69	21,19
MnO	0,27	0,20	0,27	0,27	0,29	0,28	0,26	0,26
MgO	7,67	7,66	7,78	7,69	7,86	7,72	7,94	7,75
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,06	0,10	0,08	0,08	0,10	0,11	0,08
K <sub>2</sub> O	9,62	9,77	9,19	9,45	9,17	9,14	9,27	9,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00
BaO	0,05	0,07	0,16	0,17	0,09	0,12	0,18	0,23
F	0,34	0,26	0,22	0,34	0,34	0,30	0,36	0,26
Cl	0,69	0,06	0,02	0,05	0,05	0,04	0,05	0,02
Total	96,13	95,71	94,06	94,25	94,84	93,72	95,22	93,99
O=F	0,14	0,11	0,09	0,14	0,14	0,13	0,15	0,11
O=Cl	0,16	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Total	95,83	95,58	93,96	94,10	94,69	93,59	95,05	93,88
Si	2,65	2,66	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al IV	1,35	1,34	0,34	0,35	0,34	0,33	0,31	0,34
Z (total)	4,00	4,00	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16
Al VI	0,28	0,31	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09
Ti	0,18	0,16	1,28	1,27	1,29	1,24	1,30	1,29
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,08	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sup>2+</sup>	1,33	1,34	0,90	0,89	0,90	0,89	0,91	0,90
Mn	0,02	0,01	2,79	2,76	2,80	2,74	2,80	2,80
Mg	0,88	0,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y (total)	2,76	2,79	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Ca	0,00	0,00	0,91	0,94	0,90	0,91	0,91	0,90
Na	0,01	0,01	0,93	0,95	0,92	0,93	0,93	0,91
K	0,94	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X (total)	0,95	0,97	0,05	0,08	0,08	0,07	0,09	0,06
F	0,08	0,06	7,72	0,08	7,71	7,66	7,72	7,71
Cl	0,09	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 3.1 – Composição das biotites dos diatexitos escuros – 3 (continuação).

	<b>DIATEXITOS ESCUROS - 3</b>			
	<b>MI 105 B</b>	<b>MI 105 B</b>	<b>MI 105 B</b>	<b>MI 105 B</b>
	C1BB1	C1CB2	C2BB1	C2BCB2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	34,89	35,36	35,78	35,62
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,00	3,15	3,16	3,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,20	16,97	17,33	17,04
<b>FeO</b>	20,13	19,63	19,91	19,47
<b>MnO</b>	0,25	0,27	0,24	0,33
<b>MgO</b>	8,68	8,67	8,69	8,66
<b>CaO</b>	0,06	0,04	0,00	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,08	0,02	0,05	0,08
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9,41	9,53	9,31	9,06
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,64
<b>BaO</b>	0,01	0,10	0,20	0,16
<b>F</b>	0,31	0,34	0,53	0,64
<b>Cl</b>	0,04	0,04	0,01	0,05
<b>Total</b>	94,05	94,10	95,20	94,75
<b>O=F</b>	0,13	0,14	0,22	0,27
<b>O=Cl</b>	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>93,91</b>	<b>93,95</b>	<b>94,97</b>	<b>94,47</b>
<b>Si</b>	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Al IV</b>	<b>0,28</b>	<b>0,28</b>	<b>0,29</b>	<b>0,25</b>
<b>Z (total)</b>	<b>0,17</b>	<b>0,18</b>	<b>0,18</b>	<b>0,17</b>
<b>Al VI</b>	0,09	0,07	0,08	0,09
<b>Ti</b>	1,22	1,20	1,20	1,15
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,00	1,00	0,99	0,98
<b>Mn</b>	2,77	2,75	2,74	2,67
<b>Mg</b>	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Y (total)</b>	<b>0,01</b>	<b>0,00</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>
<b>Ca</b>	0,93	0,94	0,91	0,88
<b>Na</b>	0,95	0,95	0,91	0,89
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>X (total)</b>	<b>0,08</b>	<b>0,08</b>	<b>0,13</b>	<b>0,15</b>
<b>F</b>	7,72	0,08	7,66	7,56
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00

## ***Anexo 4***



Tabela 4.1 – Composição das moscovites do granito Banabuiú.

	GRANITO BANABUIÚ							
	MI 01 - 3	MI 01 - 3	MI 01 - 3	MI 01 - 3	MI 01 - 1	MI 01 - 1	MI 01 - 1	MI 184
	Mosc1-Mat borda	Mosc2-Mat centro	Mosc3-Mat borda	Mosc4-Mat borda	Mosc5-Mat borda	Mosc6-Mat centro	Mosc6-Mat borda	Mosc1-Mat borda
SiO <sub>2</sub>	45,99	45,66	45,76	46,27	46,40	46,10	46,51	45,99
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,57	0,49	0,56	0,38	0,48	0,30	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,33	35,08	34,47	34,24	30,84	34,52	32,84	34,33
FeO	1,72	1,90	1,80	1,94	3,17	2,01	2,80	1,72
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,00
MgO	0,58	0,58	0,65	0,72	1,29	0,66	0,99	0,58
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,64	0,51	0,54	0,41	0,21	0,59	0,35	0,64
K <sub>2</sub> O	9,79	10,13	10,17	10,41	10,64	10,20	10,52	9,79
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,43	0,43	0,43	0,52	0,53	0,34	0,31	0,43
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>93,97</b>	<b>94,86</b>	<b>94,32</b>	<b>95,06</b>	<b>93,52</b>	<b>94,98</b>	<b>94,62</b>	<b>93,97</b>
Si	3,10	3,06	3,08	3,09	3,18	3,09	3,14	3,10
Al IV	0,90	0,94	0,92	0,91	0,82	0,91	0,86	0,90
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Al VI	1,83	1,83	1,82	1,79	1,68	1,81	1,75	1,83
Ti	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,10	0,11	0,10	0,11	0,18	0,11	0,16	0,10
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,06	0,06	0,07	0,07	0,13	0,07	0,10	0,06
<b>Y (total)</b>	<b>2,00</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,02</b>	<b>2,03</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,07	0,07	0,05	0,03	0,08	0,05	0,08
K	0,84	0,87	0,87	0,89	0,93	0,87	0,91	0,84
<b>X (total)</b>	<b>0,93</b>	<b>0,93</b>	<b>0,94</b>	<b>0,94</b>	<b>0,96</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>0,93</b>
F	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,07	0,07	0,09

Tabela 4.1 – Composição das moscovites do granito Banabuiú (continuação).

	GRANITO BANABUIÚ							
	MI 184	MI 184	MI 184	MI 184	MI 184	MI 184	MI 184 - 3	MI 184 - 3
	Mosc2-Mat centro	Mosc3-Mat borda	Mosc4-Mat borda	Mosc5-Mat borda	Mosc6-Mat centro	Mosc6-Mat borda	Mosc7-Mat borda	Mosc8-Mat centro
SiO <sub>2</sub>	45,66	45,76	46,27	46,40	46,10	46,51	45,50	45,54
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,49	0,56	0,38	0,48	0,30	0,44	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,08	34,47	34,24	30,84	34,52	32,84	34,22	34,92
FeO	1,90	1,80	1,94	3,17	2,01	2,80	1,89	1,92
MnO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,06	0,12
MgO	0,58	0,65	0,72	1,29	0,66	0,99	0,65	0,61
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,54	0,41	0,21	0,59	0,35	0,57	0,57
K <sub>2</sub> O	10,13	10,17	10,41	10,64	10,20	10,52	10,08	9,95
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,43	0,43	0,52	0,53	0,34	0,31	0,45	0,39
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>94,86</b>	<b>94,32</b>	<b>95,06</b>	<b>93,52</b>	<b>94,98</b>	<b>94,62</b>	<b>93,85</b>	<b>94,51</b>
Si	3,06	3,08	3,09	3,18	3,09	3,14	3,08	3,06
Al IV	0,94	0,92	0,91	0,82	0,91	0,86	0,92	0,94
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Al VI	1,83	1,82	1,79	1,68	1,81	1,75	1,81	1,83
Ti	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,11	0,10	0,11	0,18	0,11	0,16	0,11	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,06	0,07	0,07	0,13	0,07	0,10	0,07	0,06
<b>Y (total)</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,02</b>	<b>2,03</b>	<b>2,01</b>	<b>2,03</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,07	0,05	0,03	0,08	0,05	0,07	0,07
K	0,87	0,87	0,89	0,93	0,87	0,91	0,87	0,85
<b>X (total)</b>	<b>0,93</b>	<b>0,94</b>	<b>0,94</b>	<b>0,96</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>0,94</b>	<b>0,93</b>
F	0,09	0,09	0,11	0,11	0,07	0,07	0,10	0,08

*Tabela 4.1 – Composição das moscovites do granito Banabuiú e dos diatexitos claros – 1 (continuação).*

	GRANITO BANABUIÚ			DIATEXITOS CLAROS - 1				
	MI 184 - 3	MI 184 - 2	MI 184 - 2	MI 83B	MI 83B	MI 83B	MI 83 B	MI 110 A
	Mosc9-Mat centro	Mosc16-Mat centro	Mosc17-Mat centro	C1BM1 borda	C1CM2 centro	C4BM1 borda	C4CM2 centro	C1BM1 borda
SiO <sub>2</sub>	45,66	45,93	46,02	45,36	44,27	44,91	44,59	45,63
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,00	0,02	0,27	0,59	0,60	0,82	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,20	35,68	35,73	33,42	34,65	34,96	34,78	35,61
FeO	1,77	1,17	0,92	1,81	1,40	1,30	1,24	1,69
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
MgO	0,56	0,12	0,12	0,03	0,64	0,54	0,57	0,55
CaO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,34	0,35	0,35	0,46	0,47	0,53	0,41
K <sub>2</sub> O	10,20	10,59	10,57	10,70	10,56	10,67	10,46	10,33
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,04	0,09	0,00	0,04
F	0,37	0,25	0,21	0,00	0,13	0,01	0,05	0,38
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
<b>Total</b>	<b>94,76</b>	<b>94,15</b>	<b>93,93</b>	<b>92,02</b>	<b>92,76</b>	<b>93,55</b>	<b>93,03</b>	<b>94,86</b>
Si	3,06	3,09	3,09	3,14	3,04	3,05	3,05	3,05
Al IV	0,94	0,91	0,91	0,86	0,96	0,95	0,95	0,95
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Al VI	1,84	1,91	1,93	1,86	1,84	1,85	1,85	1,86
Ti	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,10	0,07	0,05	0,10	0,08	0,07	0,07	0,09
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,06	0,01	0,01	0,00	0,07	0,05	0,06	0,05
<b>Y (total)</b>	<b>2,02</b>	<b>1,99</b>	<b>1,99</b>	<b>1,99</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05
K	0,87	0,91	0,91	0,94	0,92	0,93	0,91	0,88
<b>X (total)</b>	<b>0,94</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>0,98</b>	<b>0,93</b>
F	0,08	0,05	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,08



*Tabela 4.1 – Composição das moscovites dos diatexitos claros – 1 e diatexitos claros – 2 (leucossomas) (continuação).*

	<b>DIATEXITOS CLAROS - 1</b>			<b>DIATEXITOS CLAROS – 2 (LEUCOSSOMAS)</b>				
	<b>MI 110 A</b>	<b>MI 110 A</b>	<b>MI 110 A</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 86 B</b>	<b>MI 105C - 3</b>
	C1CM2	C3BM1	C3CM2	C4BM1	C4CM2	C5BM1	C5CM2	Mosc10-Mat
	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45,84	45,61	46,23	44,90	45,17	44,68	44,96	45,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,25	0,41	0,35	0,63	0,64	0,16	0,82	0,77
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	36,29	35,50	35,88	34,96	35,16	35,25	35,06	33,09
<b>FeO</b>	1,56	1,75	1,83	1,62	1,46	1,43	1,21	1,41
<b>MnO</b>	0,06	0,07	0,02	0,02	0,03	0,00	0,05	0,01
<b>MgO</b>	0,49	0,57	0,55	0,66	0,65	0,54	0,57	1,04
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,42	0,53	0,45	0,24	0,30	0,30	0,40	0,31
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10,33	10,37	10,31	10,25	10,72	10,89	10,63	10,47
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>BaO</b>	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,08	0,06	0,00
<b>F</b>	0,01	0,21	0,25	0,30	0,21	0,00	0,00	0,02
<b>Cl</b>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00
<b>Total</b>	<b>95,25</b>	<b>95,08</b>	<b>95,87</b>	<b>93,58</b>	<b>94,39</b>	<b>93,33</b>	<b>93,79</b>	<b>93,00</b>
<b>Si</b>	3,05	3,05	3,06	3,05	3,04	3,05	3,05	3,13
<b>Al IV</b>	0,95	0,95	0,94	0,95	0,96	0,95	0,95	0,87
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Al VI</b>	1,90	1,85	1,86	1,84	1,84	1,88	1,85	1,79
<b>Ti</b>	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,09	0,10	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,05	0,06	0,05	0,07	0,07	0,05	0,06	0,11
<b>Y (total)</b>	<b>2,05</b>	<b>2,03</b>	<b>2,03</b>	<b>2,03</b>	<b>2,02</b>	<b>2,03</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,05	0,07	0,06	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04
<b>K</b>	0,88	0,88	0,87	0,89	0,92	0,95	0,92	0,91
<b>X (total)</b>	<b>0,93</b>	<b>0,95</b>	<b>0,93</b>	<b>0,92</b>	<b>0,96</b>	<b>0,99</b>	<b>0,97</b>	<b>0,95</b>
<b>F</b>	0,00	0,04	0,05	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00

*Tabela 4.1 – Composição das moscovites dos diatexitos claros – 2 (leucossomas)  
(continuação).*

	<b>DIATEXITOS CLAROS – 2 (LEUCOSSOMAS)</b>							
	<b>MI 105C - 3</b>	<b>MI 105C - 3</b>	<b>MI 105C - 1</b>	<b>MI 105C - 1</b>	<b>MI 105C - 1</b>	<b>MI 140C</b>	<b>MI 140C</b>	<b>MI 140C</b>
	Mosc10-Mat	Mosc10-Mat	Mosc16-Mat	Mosc17-Mat	Mosc18-Mat	C2BM1	C2CM2	C3BM1
	B/C	centro	borda	centro	centro	borda	centro	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45,70	45,65	46,17	44,96	45,78	45,24	45,08	45,30
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,48	0,47	0,69	0,69	0,78	0,37	0,32	0,50
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	34,94	34,89	33,80	34,60	34,57	36,55	36,52	36,39
<b>FeO</b>	1,26	1,11	1,27	1,03	1,16	0,81	0,89	0,98
<b>MnO</b>	0,04	0,02	0,02	0,07	0,04	0,03	0,00	0,02
<b>MgO</b>	0,77	0,79	0,91	0,68	0,79	0,56	0,49	0,59
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,43	0,45	0,46	0,51	0,45	0,90	0,96	0,92
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10,34	10,21	10,33	10,19	10,21	9,71	9,68	9,37
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,30	0,35
<b>F</b>	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,17	0,00	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>93,94</b>	<b>93,62</b>	<b>93,65</b>	<b>92,76</b>	<b>93,83</b>	<b>94,80</b>	<b>94,24</b>	<b>94,42</b>
<b>Si</b>	3,08	3,08	3,12	3,07	3,09	3,02	3,02	3,03
<b>Al IV</b>	0,92	0,92	0,88	0,93	0,91	0,98	0,98	0,97
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Al VI</b>	1,86	1,86	1,82	1,85	1,84	1,90	1,91	1,89
<b>Ti</b>	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,08	0,08	0,09	0,07	0,08	0,06	0,05	0,06
<b>Y (total)</b>	<b>2,03</b>	<b>2,03</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>	<b>2,03</b>
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,12	0,12	0,12
<b>K</b>	0,89	0,88	0,89	0,89	0,88	0,83	0,83	0,80
<b>X (total)</b>	<b>0,95</b>	<b>0,94</b>	<b>0,95</b>	<b>0,96</b>	<b>0,94</b>	<b>0,94</b>	<b>0,95</b>	<b>0,92</b>
<b>F</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00

*Tabela 4.1 – Composição das moscovites dos diatexitos claros – 2 (leucossomas) e dos diatexitos intermédios – 1 (continuação).*

	<i>D. CLA-2</i>	<i>DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 1</i>						
	<i>MI 140C</i>	<i>MI 185 A1</i>	<i>MI 185 A1</i>	<i>MI 185 A1</i>	<i>MI 185 A1</i>	<i>MI 185 A1</i>	<i>MI 185 A1</i>	<i>MI 185 A1</i>
	C2CM2	C1BM1	C1CM2	C2BM1	C2CM2	C2BM1.1	C2CM2.1	C3BM1
	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45,19	45,19	45,75	45,69	45,45	44,36	45,53	45,07
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,40	0,72	0,70	1,03	1,14	0,58	0,73	0,67
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	35,94	35,17	34,96	33,88	33,96	34,96	33,90	35,41
<b>FeO</b>	0,97	1,19	1,37	1,72	1,86	1,57	1,69	1,41
<b>MnO</b>	0,01	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02
<b>MgO</b>	0,59	0,68	0,72	0,95	0,95	0,77	0,94	0,68
<b>CaO</b>	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,80	0,44	0,55	0,46	0,43	0,42	0,31	0,45
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,93	10,64	10,64	10,44	10,36	10,59	10,56	10,42
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>BaO</b>	0,48	0,04	0,03	0,18	0,13	0,04	0,04	0,06
<b>F</b>	0,00	0,00	0,16	0,42	0,47	0,00	0,04	0,09
<b>Cl</b>	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00
<b>Total</b>	<b>93,34</b>	<b>94,10</b>	<b>94,94</b>	<b>94,79</b>	<b>94,75</b>	<b>93,32</b>	<b>93,77</b>	<b>94,28</b>
<b>Si</b>	3,04	3,05	3,06	3,07	3,06	3,03	3,09	3,04
<b>Al IV</b>	0,96	0,95	0,94	0,93	0,94	0,97	0,91	0,96
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Al VI</b>	1,90	1,85	1,82	1,75	1,75	1,84	1,80	1,85
<b>Ti</b>	0,02	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,03
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,05	0,07	0,08	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,06	0,07	0,07	0,10	0,10	0,08	0,09	0,07
<b>Y (total)</b>	<b>2,03</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,04</b>	<b>2,03</b>	<b>2,03</b>
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,10	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06
<b>K</b>	0,77	0,92	0,91	0,89	0,89	0,92	0,91	0,90
<b>X (total)</b>	<b>0,87</b>	<b>0,97</b>	<b>0,98</b>	<b>0,96</b>	<b>0,94</b>	<b>0,98</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>
<b>F</b>	0,00	0,00	0,03	0,09	0,10	0,00	0,01	0,02

*Tabela 4.1 – Composição das moscovites dos diatexitos intermédios – 1 e diatexitos intermédios – 2 (continuação).*

	<i>D. INT. - 1</i>	<i>DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2</i>						
	<i>MI 185 A1</i>	<i>MI 60</i>	<i>MI 60</i>	<i>MI 60</i>	<i>MI 60</i>	<i>MI 60</i>	<i>MI 60</i>	<i>MI 92</i>
	C3CM2	C1CM1	C1BM2	C2BM1	C2CM2	C3BM1	C3CM2	C2CM2
	centro	centro	borda	borda	centro	borda	centro	centro
SiO <sub>2</sub>	45,15	46,05	45,83	45,84	45,92	45,85	45,55	45,13
TiO <sub>2</sub>	0,65	1,24	0,99	0,95	1,22	1,10	1,16	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,24	34,02	33,19	33,57	33,84	33,68	34,03	33,91
FeO	1,28	1,89	2,00	1,84	1,75	1,78	1,71	1,86
MnO	0,00	0,00	0,02	0,02	0,05	0,00	0,04	0,00
MgO	0,65	0,98	1,12	1,01	0,97	0,98	0,96	0,83
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,55	0,34	0,44	0,43	0,43	0,49	0,46
K <sub>2</sub> O	10,57	10,35	10,62	10,45	10,46	10,53	10,64	10,08
NiO	0,00	0,67	0,59	0,34	0,52	0,42	0,38	0,00
BaO	0,05	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
F	0,00	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,47
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>94,00</b>	<b>95,83</b>	<b>94,80</b>	<b>94,56</b>	<b>95,26</b>	<b>94,85</b>	<b>95,05</b>	<b>93,72</b>
Si	3,05	3,06	3,09	3,09	3,07	3,08	3,06	3,06
Al IV	0,95	0,94	0,91	0,91	0,93	0,92	0,94	0,94
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Al VI	1,86	1,73	1,72	1,75	1,74	1,75	1,75	1,77
Ti	0,03	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,07	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08
<b>Y (total)</b>	<b>2,03</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,07	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
K	0,91	0,88	0,91	0,90	0,89	0,90	0,91	0,87
<b>X (total)</b>	<b>0,96</b>	<b>0,95</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	<b>0,95</b>	<b>0,96</b>	<b>0,98</b>	<b>0,93</b>
F	0,00	0,14	0,12	0,07	0,11	0,09	0,08	0,10

Tabela 4.1 – Composição das moscovites dos diatexitos intermédios – 2 (continuação).

	DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2							
	MI 92	MI 92	MI 92	MI 92	MI 92	MI 92	MI 92	MI 92
	C3BM1	C3CM2	C3BM3	C1BM1	C1CM2	C1BM3	C1BM1.1	C2BM1
	borda	centro	borda	borda	centro	borda	borda	borda
SiO <sub>2</sub>	44,59	45,23	45,46	45,46	45,81	45,22	65,70	43,80
TiO <sub>2</sub>	0,93	0,97	0,93	0,85	0,80	0,83	0,00	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,53	34,91	34,41	34,30	34,32	33,87	21,63	33,73
FeO	1,85	1,73	1,76	1,87	1,87	1,96	0,09	1,74
MnO	0,02	0,04	0,03	0,00	0,05	0,02	0,02	0,07
MgO	0,78	0,67	0,77	0,82	0,75	0,82	0,01	0,70
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,23	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,42	0,43	0,44	0,45	0,45	10,12	0,44
K <sub>2</sub> O	9,82	10,33	10,37	10,67	10,34	10,25	0,17	9,85
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,01	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,03	0,00
F	0,43	0,38	0,42	0,46	0,29	0,46	0,12	0,38
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
<b>Total</b>	<b>92,41</b>	<b>94,73</b>	<b>94,63</b>	<b>94,95</b>	<b>94,74</b>	<b>93,94</b>	<b>100,13</b>	<b>91,61</b>
Si	3,07	3,04	3,06	3,06	3,08	3,07	3,96	3,04
Al IV	0,93	0,96	0,94	0,94	0,92	0,93	0,04	0,96
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Al VI	1,78	1,80	1,78	1,77	1,79	1,77	1,50	1,80
Ti	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,00	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,00	0,10
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,00	0,07
<b>Y (total)</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>1,51</b>	<b>2,02</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00
Na	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	1,18	0,06
K	0,86	0,88	0,89	0,91	0,89	0,89	0,01	0,87
<b>X (total)</b>	<b>0,92</b>	<b>0,94</b>	<b>0,95</b>	<b>0,97</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>1,34</b>	<b>0,93</b>
F	0,09	0,08	0,09	0,10	0,06	0,10	0,02	0,08

*Tabela 4.1 – Composição das moscovites dos diatexitos escuros – 1 e diatexitos escuros – 2 (continuação).*

	<b>DIATEXITOS ESCUROS - 1</b>				<b>DIATEXITOS ESCUROS - 2</b>			
	<b>MI 88</b>	<b>MI 88</b>	<b>MI 88</b>	<b>MI 88</b>	<b>MI 83 D</b>	<b>MI 83 D</b>	<b>MI 83 D</b>	<b>MI 83 D</b>
	C4BM1	C4BM2	C2BM1	C2CM2	C1CM2	C1BM3	C3CM2	C3BM1
	borda	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45,78	45,21	45,79	45,48	45,83	45,66	45,67	45,43
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,60	0,59	0,53	0,54	0,35	0,46	0,39	0,55
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	34,01	34,78	33,72	34,20	35,93	35,56	35,74	35,62
<b>FeO</b>	2,06	1,63	1,84	1,70	1,02	1,28	1,24	1,15
<b>MnO</b>	0,04	0,03	0,05	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03
<b>MgO</b>	1,08	0,88	1,06	0,92	0,74	0,77	0,69	0,73
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,35	0,42	0,37	0,43	0,54	0,50	0,54	0,57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10,73	10,60	10,53	10,55	10,37	10,33	10,39	10,18
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>BaO</b>	0,18	0,21	0,13	0,16	0,12	0,06	0,12	0,07
<b>F</b>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,12	0,17	0,12	0,25
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>94,83</b>	<b>94,36</b>	<b>94,02</b>	<b>94,02</b>	<b>95,04</b>	<b>94,79</b>	<b>94,93</b>	<b>94,58</b>
<b>Si</b>	3,07	3,04	3,10	3,07	3,05	3,05	3,05	3,04
<b>Al IV</b>	0,93	0,96	0,90	0,93	0,95	0,95	0,95	0,96
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Al VI</b>	1,76	1,80	1,78	1,79	1,88	1,86	1,86	1,85
<b>Ti</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,12	0,09	0,10	0,10	0,06	0,07	0,07	0,06
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,11	0,09	0,11	0,09	0,07	0,08	0,07	0,07
<b>Y (total)</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>2,02</b>	<b>2,03</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07
<b>K</b>	0,92	0,91	0,91	0,91	0,88	0,88	0,89	0,87
<b>X (total)</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>0,94</b>
<b>F</b>	0,09	0,09	0,04	0,07	0,03	0,04	0,03	0,05

*Tabela 4.1 – Composição das moscovites dos diatexitos escuros – 2 e diatexitos escuros – 3 (continuação).*

	<b>DIAT. ESCUROS - 2</b>		<b>DIAT. ESCUROS - 3</b>	
	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 148 C</b>	<b>MI 105 A</b>	<b>MI 105 A</b>
	C1BM1	C1BM1	C2BM1	C2CM2
	borda	borda	borda	centro
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45,80	45,61	45,15	44,84
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,68	0,57	0,91	0,64
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	35,13	35,10	34,40	35,26
<b>FeO</b>	1,37	1,49	1,61	1,39
<b>MnO</b>	0,06	0,04	0,04	0,05
<b>MgO</b>	0,78	0,82	0,93	0,75
<b>CaO</b>	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,46	0,37	0,42	0,46
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10,76	10,75	10,76	10,57
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>BaO</b>	0,19	0,18	0,29	0,41
<b>F</b>	0,17	0,25	0,26	0,30
<b>Cl</b>	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>95,40</b>	<b>95,21</b>	<b>94,77</b>	<b>94,66</b>
<b>Si</b>	3,06	3,05	3,05	3,02
<b>Al IV</b>	0,94	0,95	0,95	0,98
<b>Z (total)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Al VI</b>	1,82	1,82	1,78	1,81
<b>Ti</b>	0,03	0,03	0,05	0,03
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,08	0,08	0,09	0,08
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,08	0,08	0,09	0,08
<b>Y (total)</b>	<b>2,01</b>	<b>2,01</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,06	0,05	0,06	0,06
<b>K</b>	0,92	0,92	0,93	0,91
<b>X (total)</b>	<b>0,98</b>	<b>0,97</b>	<b>0,98</b>	<b>0,97</b>
<b>F</b>	0,04	0,05	0,06	0,06

## ***Anexo 5***





Tabela 5.1 – Composição das turmalinas dos diatexitos escuros – 1.

	<i>MI 88 C1BT1</i>	<i>MI 88 C1CT2</i>	<i>MI 88 C3BT1</i>	<i>MI 88 C3CT2</i>
<b>B<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10,6381	10,5266	10,7189	10,5848
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35,9890	35,7460	35,9320	35,4290
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,7650	0,9780	0,8120	0,8590
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	33,2220	32,3290	33,6140	32,1060
<b>FeO</b>	8,4060	8,8900	8,8220	9,9620
<b>MnO</b>	0,1040	0,0720	0,1080	0,0200
<b>MgO</b>	5,2330	5,1980	5,2500	5,0440
<b>CaO</b>	0,3270	0,1290	0,3720	0,5620
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,0470	2,1730	2,0810	2,1440
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,0670	0,0580	0,0420	0,0430
<b>F</b>	0,1190	0,1140	0,1310	0,2650
<b>Cl</b>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0083	0,0093	0,0017	0,0247
<b>Ni</b>	0,0190	0,0025	0,0060	0,0055
<b>TOTAL</b>	<b>96,9444</b>	<b>96,2254</b>	<b>97,8905</b>	<b>97,0489</b>
<b>B</b>	3,0135	3,0126	3,0142	3,0294
<b>Si</b>	5,9067	5,9273	5,8543	5,8750
<b>Al (Z)</b>	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000
<b>Al (Y)</b>	0,4259	0,3176	0,4542	0,2743
<b>Ti</b>	0,0944	0,1220	0,0995	0,1071
<b>Fe 2+</b>	1,1536	1,2326	1,2019	1,3813
<b>Mn</b>	0,0145	0,0101	0,0149	0,0028
<b>Mg</b>	1,2804	1,2850	1,2752	1,2470
<b>Ca</b>	0,0575	0,0229	0,0649	0,0998
<b>Na</b>	0,6513	0,6986	0,6573	0,6893
<b>K</b>	0,0140	0,0123	0,0087	0,0091
<b>F</b>	0,0618	0,0598	0,0675	0,1390
<b>Cl</b>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0004	0,0004	0,0001	0,0011
<b>Ni</b>	0,0025	0,0003	0,0008	0,0007



## ***Anexo 6***



Tabela 6.1 – Composição das granadas do diatexitos claros – 1.

	<b>MI 110A_C2BG1</b>	<b>MI 110A_C2BG3</b>	<b>MI 110A_C2CG2</b>
<b>SiO2</b>	36,0200	36,2720	36,0640
<b>TiO2</b>	0,0090	0,0000	0,0090
<b>Al2O3</b>	21,5130	21,6450	21,5910
<b>FeO</b>	34,0250	34,1550	34,9390
<b>MnO</b>	6,7580	6,9150	6,9900
<b>MgO</b>	0,8280	0,8110	0,8330
<b>CaO</b>	0,1730	0,1230	0,0470
<b>TOTAL</b>	<b>99,3260</b>	<b>99,9210</b>	<b>100,4730</b>
<b>Si</b>	5,9342	5,9396	5,8986
<b>Ti</b>	0,0011	0,0000	0,0011
<b>Al</b>	4,1769	4,1771	4,1617
<b>Fe</b>	4,6873	4,6767	4,7784
<b>Mn</b>	0,9429	0,9590	0,9683
<b>Mg</b>	0,2034	0,1980	0,2031
<b>Ca</b>	0,0305	0,0216	0,0082
<b>TOTAL</b>	<b>15,9763</b>	<b>15,9719</b>	<b>16,0195</b>



## ***Anexo 7***





Tabela 7.1 – Composição das clorites dos diatexitos claros – 1 e do granito Banabuiú.

	DIATEXITOS CLAROS - 1		GRANITO BANABUIÚ		
	MI 83B-C2BCL01	MI 83B-C2CCL02	MI 184-2clo13b	MI 184-2clo14c	MI 184-2clo15b
SiO <sub>2</sub>	24,7010	25,1220	23,9100	23,5700	23,9800
TiO <sub>2</sub>	0,1160	0,2570	0,0621	0,1133	0,0963
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,4200	20,5350	21,0500	21,0500	20,6600
FeO	30,8030	29,6210	36,6100	34,7100	36,0700
MnO	0,1800	0,1200	0,4728	0,3310	0,6151
MgO	8,8430	8,7550	5,5000	5,8100	5,5500
CaO	0,0220	0,0440	0,0112	0,0016	0,0160
Na <sub>2</sub> O	0,0270	0,0250	0,0000	0,0118	0,0000
K <sub>2</sub> O	0,1040	0,1380	0,0232	0,0086	0,0000
Cl	0,0000	0,0260	0,0000	0,0000	0,0000
F	0,0000	0,0280	0,3618	0,3226	0,3470
BaO	0,0230	0,0240	0,0000	0,0000	0,0000
TOTAL	84,5923	84,0483	87,3544	85,2822	86,6877
O=F,Cl	0,0000	0,0177	0,1523	0,1358	0,1461
TOTAL	84,5923	84,0306	87,2020	85,1463	86,5416
Si	4,3515	4,4202	4,2297	4,2328	4,2683
Al <sup>IV</sup>	3,6485	3,5798	3,7703	3,7672	3,7317
Z	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al <sup>VI</sup>	0,5909	0,6783	0,6181	0,6878	0,6020
Ti	0,0154	0,0340	0,0083	0,0153	0,0129
Fe(ii)	4,5375	4,3581	5,4154	5,2122	5,3685
Mn	0,0269	0,0179	0,0708	0,0503	0,0927
Mg	2,3224	2,2965	1,4505	1,5555	1,4727
Ca	0,0042	0,0083	0,0021	0,0003	0,0031
Na	0,0092	0,0085	0,0000	0,0041	0,0000
K	0,0234	0,0310	0,0052	0,0020	0,0000
Ba	0,0016	0,0017	0,0000	0,0000	0,0000
Cl	0,0000	0,0078	0,0000	0,0000	0,0000
F	0,0000	0,0156	0,2024	0,1832	0,1953
TOTAL	15,5298	15,4326	15,5705	15,5275	15,5519



## ***Anexo 8***



*Tabela 8.1 – Composição química em elementos maiores (%peso) e menores (ppm) do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.*

	GRANITO BANABUIÚ							PEGMATITOS				APLOG.
	MI-01	MI-184	MI-93A	MI-206	MI-212	MI-214	MI-105G	MI-217A	MI-216A	MI-216B	MI-105D	MI-216D
SiO <sub>2</sub>	74,01	75,22	73,07	73,74	74,08	74,82	70,17	72,60	72,69	74,27	71,96	73,43
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,12	0,27	0,21	0,12	0,14	0,34	0,02	0,02	0,02	0,08	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	13,89	14,67	14,27	14,23	13,41	14,58	14,96	15,35	14,81	14,73	15,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1,35	1,27	2,41	1,64	1,34	1,38	2,85	0,16	0,64	0,51	0,85	1,02
MnO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,13	0,10	0,02	0,16
MgO	0,18	0,19	0,48	0,29	0,22	0,21	0,83	0,03	0,04	0,05	0,17	0,10
CaO	0,88	0,82	1,55	1,33	1,05	0,52	1,74	0,38	0,30	0,49	0,96	0,47
Na <sub>2</sub> O	3,17	3,07	4,12	3,45	3,69	2,59	3,58	3,79	3,12	4,02	2,38	2,71
K <sub>2</sub> O	5,17	5,27	3,23	4,18	4,85	5,99	3,83	6,80	6,96	5,83	7,62	6,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,10	0,15	0,07	0,11	0,20	0,35	0,19	0,15	0,15	0,38	0,54
LOI	0,61	0,68	0,93	0,43	0,50	0,53	1,17	0,42	0,51	0,63	0,62	0,79
<b>Total</b>	<b>99,23</b>	<b>100,60</b>	<b>100,90</b>	<b>99,63</b>	<b>100,20</b>	<b>99,81</b>	<b>99,48</b>	<b>99,37</b>	<b>99,91</b>	<b>100,90</b>	<b>99,78</b>	<b>100,90</b>
Sc	3,00	3,00	3,00	4,00	2,00	1,00	5,00	< 1	< 1	< 1	2,00	1,00
Be	3,00	3,00	2,00	3,00	5,00	2,00	5,00	5,00	3,00	4,00	4,00	3,00
V	< 5	< 5	18,00	14,00	7,00	< 5	26,00	< 5	< 5	< 5	5,00	< 5
Cr	20,00	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	30,00	< 20	< 20	< 20
Co	1,00	1,00	3,00	2,00	1,00	1,00	5,00	< 1	< 1	< 1	1,00	< 1
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	30,00	30,00	< 10	20,00	420,00	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	40,00	40,00	80,00	60,00	50,00	50,00	100,00	< 30	< 30	< 30	40,00	< 30
Ga	19,00	20,00	23,00	24,00	22,00	17,00	24,00	21,00	20,00	23,00	19,00	23,00
Ge	1,10	1,10	0,80	1,20	1,50	0,90	1,10	2,50	3,00	2,60	1,60	3,30
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	248,00	256,00	227,00	227,00	262,00	268,00	235,00	371,00	387,00	290,00	289,00	364,00
Sr	115,00	111,00	247,00	227,00	134,00	112,00	207,00	44,00	30,00	39,00	136,00	39,00
Y	6,90	6,40	12,50	12,60	11,80	9,80	13,40	5,70	9,60	6,00	14,80	6,20
Zr	107,00	91,00	262,00	166,00	111,00	127,00	179,00	25,00	109,00	23,00	84,00	23,00
Nb	7,60	7,50	12,00	16,80	12,40	7,50	17,70	3,80	5,60	7,50	6,90	13,80
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	2,40	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	1,00	1,00	3,00	4,00	4,00	1,00	4,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Sb	0,90	1,40	1,00	0,40	1,80	< 0,2	1,20	0,80	< 0,2	< 0,2	0,80	1,80
Cs	2,10	2,10	2,60	2,70	7,40	1,90	6,60	3,10	2,50	2,00	3,20	2,30
Ba	768,00	670,00	1668,00	1246,00	742,00	905,00	1072,00	184,00	74,00	84,00	841,00	164,00
Hf	3,70	3,30	6,90	4,80	3,40	4,10	5,00	1,10	3,10	1,00	2,40	1,40
Ta	1,13	1,04	0,86	1,95	2,00	0,80	1,77	0,53	1,47	1,28	1,44	3,08
W	0,50	0,60	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,70	0,90	0,90	< 0,5	0,80
Tl	1,16	1,33	1,34	1,60	1,50	1,62	1,46	3,14	2,60	1,99	2,13	2,38
Pb	49,00	70,00	31,00	31,00	29,00	42,00	26,00	48,00	27,00	48,00	39,00	41,00
Bi	3,8	3,7	0,2	< 0,1	0,4	1,1	0,5	1,1	0,2	1,1	4,9	0,8
Th	27,4	24,4	51	33,6	27	25,1	24,6	1,3	2,63	1,82	3,9	1,41
U	4,67	3,26	5,17	3,22	5,9	3,25	3,43	1,79	4,73	2,74	2,4	3,72

*Tabela 8.1 – Composição química em elementos maiores (%peso) e menores (ppm) dos diatexitos claros – 1 e dos diatexitos claros – 2 (leucossomas) (continuação).*

	DIATEXITOS CLAROS - 1						DIAT. CLAROS – 2 (LEUCOS)			
	MI-83B	MI-69B1	MI-69B2	MI-185B1	MI-185Bcont1	MI-110A	MI-140E	MI-140	MI-105C	MI-86B
SiO <sub>2</sub>	73,86	73,52	73,20	75,95	75,89	74,18	75,27	77,77	72,93	74,55
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,15	0,16	0,16	0,16	0,06	0,03	0,16	0,25	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,89	14,10	14,31	13,35	13,21	14,37	15,93	12,97	14,74	14,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1,34	1,33	1,21	1,23	1,22	1,02	1,05	1,29	2,28	1,05
MnO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,04	0,02
MgO	0,37	0,36	0,33	0,30	0,29	0,12	0,16	0,48	0,68	0,26
CaO	0,55	0,36	0,68	0,96	0,95	0,56	1,50	1,37	2,82	0,68
Na <sub>2</sub> O	2,42	2,01	2,03	3,62	3,54	4,17	3,22	2,78	4,04	3,12
K <sub>2</sub> O	5,80	6,28	6,73	4,80	4,67	4,34	2,02	1,82	1,54	5,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,20	0,43	0,09	0,08	0,30	0,03	0,08	0,25	0,24
LOI	1,15	1,11	1,03	0,41	0,39	0,73	1,29	1,30	0,56	0,92
<b>Total</b>	<b>100,90</b>	<b>99,42</b>	<b>100,10</b>	<b>100,90</b>	<b>100,40</b>	<b>99,88</b>	<b>100,50</b>	<b>100,00</b>	<b>100,10</b>	<b>100,60</b>
Sc	2,00	3,00	2,00	3,00	3,00	2,00	2,00	3,00	5,00	2,00
Be	1,00	3,00	< 1	2,00	2,00	5,00	< 1	2,00	4,00	2,00
V	9,00	10,00	< 5	6,00	< 5	< 5	24,00	19,00	21,00	< 5
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	< 1	3,00	3,00	6,00	1,00
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	20,00	10,00	20,00	20,00	< 10
Zn	40,00	40,00	40,00	< 30	< 30	40,00	40,00	70,00	40,00	< 30
Ga	21,00	21,00	21,00	18,00	17,00	28,00	18,00	16,00	17,00	18,00
Ge	1,20	1,90	1,10	1,20	1,10	1,70	1,80	1,20	1,00	1,30
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	259,00	223,00	231,00	194,00	184,00	293,00	35,00	48,00	67,00	239,00
Sr	78,00	71,00	118,00	178,00	178,00	71,00	263,00	202,00	280,00	92,00
Y	8,40	8,50	12,00	20,60	18,10	6,80	6,90	5,30	11,20	4,10
Zr	58,00	132,00	95,00	122,00	127,00	43,00	42,00	68,00	84,00	37,00
Nb	7,20	6,10	6,40	9,00	8,70	5,40	0,60	2,60	5,70	6,80
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,20	< 0,5	< 0,5
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	1,00	2,00	1,00	2,00	2,00	3,00	1,00	< 1	1,00	2,00
Sb	0,70	3,90	0,50	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,70	52,00	< 0,2	1,20
Cs	3,60	2,80	2,70	2,70	2,50	4,60	0,30	0,80	3,50	2,90
Ba	373,00	283,00	574,00	778,00	782,00	296,00	901,00	537,00	455,00	352,00
Hf	1,80	3,60	2,80	4,10	4,00	2,00	2,20	2,10	2,40	1,20
Ta	0,43	1,13	0,47	0,83	0,77	0,80	0,09	0,22	0,75	0,63
W	< 0,5	< 0,5	0,50	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,50	1,30	< 0,5	< 0,5
Tl	1,13	1,34	1,27	0,88	0,85	1,42	0,17	0,46	0,27	0,98
Pb	46,00	31,00	47,00	50,00	58,00	40,00	44,00	26,00	28,00	38,00
Bi	10,2	0,7	0,3	< 0,1	1,3	7,3	1,1	1,5	1,5	11,4
Th	6,48	9,62	11,8	25,6	25	3,43	1,88	5,21	8,46	2,31
U	4,24	4,4	3,79	5,81	5,22	6,94	1,71	1,07	1,69	3,36

Tabela 8.1 – Composição química em elementos maiores (%peso) e menores (ppm) dos diatexitos intermédios – 1 e dos diatexitos intermédios – 2 (leucossomas) (continuação).

	DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 1						DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2				
	MI-69A	MI-69	MI-185A1	MI-148E	MI-86C	MI-86D	MI-60	MI-216C	MI-217B	MI-92	MI-93B
SiO <sub>2</sub>	71,82	73,53	73,74	73,24	72,97	73,72	71,24	72,81	70,54	71,69	72,16
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,24	0,23	0,19	0,13	0,22	0,39	0,28	0,61	0,29	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,94	14,57	14,56	14,35	14,53	14,62	15,42	14,93	14,98	14,63	14,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1,92	1,83	1,76	1,70	1,57	1,63	2,35	1,77	2,31	1,79	2,18
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,07	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
MgO	0,66	0,49	0,57	0,43	0,28	0,40	0,56	0,37	0,59	0,36	0,40
CaO	0,67	0,71	0,69	0,93	0,65	0,64	0,94	0,83	1,12	0,85	0,72
Na <sub>2</sub> O	2,83	2,97	3,08	2,86	2,95	2,78	3,71	3,59	2,96	2,92	2,12
K <sub>2</sub> O	5,49	5,14	5,25	4,30	5,29	5,00	3,56	4,99	5,51	5,30	5,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,29	0,19	0,12	0,28	0,23	0,36	0,28	0,47	0,31	0,29
LOI	0,95	0,94	0,89	0,97	0,86	0,96	1,60	0,83	1,10	0,94	1,45
<b>Total</b>	<b>99,73</b>	<b>100,70</b>	<b>101,00</b>	<b>99,11</b>	<b>99,59</b>	<b>100,20</b>	<b>100,20</b>	<b>100,70</b>	<b>100,20</b>	<b>99,13</b>	<b>99,76</b>
Sc	3,00	3,00	4,00	4,00	4,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Be	< 1	2,00	2,00	2,00	2,00	< 1	8,00	3,00	5,00	2,00	2,00
V	14,00	10,00	15,00	14,00	< 5	10,00	18,00	9,00	17,00	8,00	12,00
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	4,00	3,00	4,00	4,00	2,00	2,00	4,00	2,00	4,00	3,00	3,00
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	40,00	60,00	40,00	30,00	40,00	70,00	90,00	80,00	130,00	70,00	100,00
Ga	20,00	20,00	17,00	17,00	19,00	21,00	25,00	28,00	33,00	27,00	32,00
Ge	1,10	1,30	1,30	1,70	2,00	1,20	1,50	1,30	1,90	1,30	0,90
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	163,00	228,00	214,00	113,00	233,00	229,00	316,00	340,00	378,00	323,00	326,00
Sr	99,00	96,00	108,00	152,00	69,00	80,00	132,00	96,00	137,00	91,00	84,00
Y	9,20	11,30	7,00	10,40	9,70	4,70	9,40	6,70	7,50	7,40	6,90
Zr	113,00	130,00	106,00	97,00	94,00	93,00	195,00	138,00	366,00	136,00	168,00
Nb	6,90	9,60	6,20	5,20	6,80	12,60	5,40	6,80	8,70	6,60	10,80
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	1,00	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	< 1	2,00	2,00	< 1	2,00	3,00	7,00	2,00	3,00	3,00	5,00
Sb	0,40	3,30	< 0,2	1,80	3,80	< 0,2	< 0,2	0,40	1,00	1,90	1,50
Cs	3,00	5,70	3,40	3,50	3,90	3,90	19,10	4,70	7,00	2,40	2,70
Ba	387,00	522,00	379,00	694,00	312,00	360,00	672,00	403,00	773,00	414,00	446,00
Hf	3,20	3,80	3,20	2,90	2,80	2,70	5,60	4,10	10,70	4,10	4,90
Ta	0,55	0,85	0,59	0,37	0,77	0,69	0,26	0,41	0,41	0,66	0,55
W	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,60	< 0,5	< 0,5	1,80	< 0,5	1,20	0,60	0,60
Tl	0,96	0,98	0,92	0,64	1,60	1,29	1,70	2,08	2,89	1,52	1,82
Pb	31,00	54,00	47,00	67,00	30,00	24,00	39,00	40,00	52,00	47,00	41,00
Bi	0,2	6,2	1,3	0,2	1,4	0,2	< 0,1	0,1	< 0,1	0,7	0,2
Th	23,2	13,4	16,9	15,3	11,4	13,8	53,1	31,4	99,3	38,7	41,4
U	19,8	8,97	7,48	3,63	15,8	7,02	4,31	3,95	4,8	4,37	3,65



*Tabela 8.1 – Composição química em elementos maiores (%peso) e menores (ppm) dos diatexitos escuros – 1, dos diatexitos escuros – 2 e dos diatexitos escuros – 3 (continuação).*

	DIATEXITOS ESCUROS - 1					DIATEXITOS ESCUROS - 2				DIATEXITOS ESCUROS - 3		
	MI-105F	MI-105E	MI-88	MI-218	MI-188A	MI-83D	MI-148C	MI-185A2	MI-186B	MI-105A	MI-105B	MI-148G
SiO <sub>2</sub>	66,50	61,36	44,52	48,25	65,53	66,55	69,22	70,24	69,50	63,51	67,26	72,55
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,46	0,93	0,96	0,93	0,66	0,60	0,57	0,39	0,87	0,70	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,88	11,77	29,92	26,44	15,20	15,51	15,06	14,87	17,10	15,16	14,99	11,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	4,95	9,71	7,26	7,07	6,18	6,27	4,51	4,37	3,27	7,80	4,84	2,95
MnO	0,08	0,17	0,11	0,19	0,13	0,05	0,05	0,05	0,03	0,09	0,06	0,03
MgO	2,20	7,21	2,72	3,17	2,62	2,45	1,42	1,38	1,32	2,40	1,86	1,13
CaO	2,10	0,53	0,18	0,42	0,67	0,11	0,58	0,96	0,56	1,87	2,30	0,32
Na <sub>2</sub> O	3,42	0,27	0,66	0,65	1,06	0,60	1,43	2,38	1,04	2,73	3,31	0,70
K <sub>2</sub> O	2,55	5,97	8,03	9,43	3,81	4,96	4,75	4,31	4,33	3,22	3,85	7,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,42	0,12	0,28	0,03	0,10	0,22	0,35	0,14	0,22	0,22	0,16
LOI	2,18	2,13	3,76	3,75	3,96	3,12	1,95	1,41	2,83	1,77	0,67	1,06
<b>Total</b>	<b>99,93</b>	<b>100,00</b>	<b>98,20</b>	<b>100,60</b>	<b>100,10</b>	<b>100,40</b>	<b>99,79</b>	<b>100,90</b>	<b>100,50</b>	<b>99,65</b>	<b>100,10</b>	<b>98,56</b>
Sc	9,00	12,00	22,00	22,00	15,00	14,00	10,00	9,00	9,00	16,00	11,00	4,00
Be	7,00	2,00	17,00	24,00	4,00	2,00	3,00	2,00	2,00	3,00	4,00	< 1
V	62,00	71,00	140,00	160,00	83,00	112,00	59,00	41,00	49,00	131,00	66,00	27,00
Cr	90,00	520,00	140,00	160,00	80,00	80,00	70,00	40,00	50,00	100,00	50,00	20,00
Co	13,00	36,00	20,00	34,00	18,00	16,00	13,00	9,00	13,00	22,00	13,00	11,00
Ni	40,00	230,00	30,00	70,00	30,00	30,00	40,00	< 20	30,00	40,00	30,00	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	30,00	60,00	60,00	< 10	10,00	30,00	30,00	< 10	40,00
Zn	170,00	360,00	220,00	150,00	30,00	80,00	90,00	110,00	60,00	150,00	70,00	50,00
Ga	23,00	29,00	46,00	44,00	21,00	29,00	24,00	26,00	24,00	23,00	20,00	16,00
Ge	1,20	1,50	2,80	3,40	2,30	1,50	1,50	1,10	1,80	1,50	1,20	1,70
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	281,00	638,00	723,00	775,00	325,00	368,00	217,00	261,00	126,00	206,00	174,00	187,00
Sr	165,00	19,00	55,00	24,00	49,00	23,00	86,00	97,00	90,00	195,00	340,00	119,00
Y	11,90	15,80	22,50	21,60	26,10	18,70	28,70	30,30	21,40	17,90	19,60	23,70
Zr	147,00	113,00	253,00	274,00	224,00	186,00	275,00	158,00	112,00	161,00	224,00	126,00
Nb	15,60	17,80	18,30	21,10	13,40	16,90	8,20	21,60	6,10	14,00	11,60	8,20
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	4,20	< 0,5	0,80	0,50	< 0,5	< 0,5
In	< 0,1	0,10	0,30	0,50	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	5,00	13,00	119,00	137,00	8,00	3,00	1,00	3,00	1,00	4,00	3,00	< 1
Sb	0,50	1,00	< 0,2	1,20	< 0,2	2,80	< 0,2	1,80	< 0,2	0,80	< 0,2	0,70
Cs	11,90	26,10	103,00	188,00	171,00	6,70	9,40	6,70	2,10	13,60	6,50	2,10
Ba	420,00	373,00	1222,00	1194,00	861,00	451,00	636,00	441,00	741,00	553,00	942,00	897,00
Hf	3,90	3,20	6,90	7,20	6,30	5,20	8,20	4,40	3,60	4,40	5,60	3,50
Ta	1,16	2,41	2,98	1,75	1,11	2,49	0,91	1,36	0,56	1,70	1,16	0,65
W	0,60	1,30	11,10	15,60	4,70	1,10	0,70	0,60	1,50	0,60	< 0,5	< 0,5
Tl	1,83	4,05	3,84	4,57	0,63	1,71	0,95	1,50	0,49	1,03	0,84	1,11
Pb	12,00	11,00	13,00	24,00	< 5	12,00	40,00	23,00	48,00	29,00	30,00	164,00
Bi	0,2	0,9	< 0,1	0,5	0,4	18,3	2	1,2	1	2,8	< 0,1	< 0,1
Th	5,54	7,6	8,06	13,4	13,7	14,8	66,8	11,9	12,8	16,5	13,2	16,4
U	2,01	1,6	1,89	3,36	2,7	8,05	5,99	7,97	3,7	2,87	1,36	3,46

*Tabela 8.1 – Composição química em elementos maiores (%peso) e menores (ppm) dos metatexitos (continuação)*

	METATEXITOS			
	MI-140A	MI-140D	MI-140F	MI-140B
SiO <sub>2</sub>	69,75	70,31	67,65	78,64
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,41	0,63	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	13,99	15,04	11,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	4,09	4,80	5,63	2,34
MnO	0,04	0,04	0,07	0,03
MgO	1,67	1,22	2,00	1,26
CaO	1,02	0,72	0,92	0,70
Na <sub>2</sub> O	2,15	2,30	2,10	1,55
K <sub>2</sub> O	2,85	2,67	2,58	2,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	0,03	0,12
LOI	2,61	4,10	3,84	1,66
<b>Total</b>	<b>99,58</b>	<b>100,60</b>	<b>100,50</b>	<b>100,40</b>
Sc	10,00	10,00	14,00	7,00
Be	2,00	< 1	2,00	2,00
V	63,00	74,00	82,00	50,00
Cr	70,00	70,00	90,00	50,00
Co	10,00	13,00	16,00	12,00
Ni	30,00	30,00	30,00	20,00
Cu	30,00	160,00	60,00	20,00
Zn	80,00	70,00	70,00	50,00
Ga	21,00	18,00	21,00	14,00
Ge	1,40	1,40	1,70	1,60
As	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	93,00	77,00	97,00	96,00
Sr	174,00	165,00	167,00	95,00
Y	18,70	18,30	24,40	21,20
Zr	174,00	154,00	223,00	156,00
Nb	6,20	6,30	9,10	4,10
Mo	< 2	4,00	< 2	< 2
Ag	2,30	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	< 1	1,00	1,00
Sb	1,20	0,70	< 0.2	< 0.2
Cs	1,80	1,00	1,80	6,00
Ba	786,00	943,00	839,00	955,00
Hf	4,90	4,30	5,70	4,10
Ta	0,33	0,34	0,52	0,29
W	0,80	0,70	0,80	0,70
Tl	0,42	0,62	0,24	0,61
Pb	29,00	20,00	13,00	15,00
Bi	0,4	0,5	0,1	0,6
Th	10,1	12,3	13,7	13,1
U	1,63	2,6	1,77	1,85

Tabela 8.2 – Composição química em terras raras (ppm) do granito Banabuiú, pegmatitos e aplogranito.

	GRANITO BANABUIÚ							PEGMATITOS				APLOG.
	MI-01	MI-184	MI-93A	MI-206	MI-212	MI-214	MI-105G	MI-217A	MI-216A	MI-216B	MI-105D	MI-216D
La	43,50	37,20	125,00	79,90	45,50	50,50	65,80	2,21	1,84	1,79	12,70	3,16
Ce	83,20	73,20	211,00	144,00	76,50	100,00	124,00	6,12	3,50	3,91	25,80	7,69
Pr	8,21	7,36	18,70	12,60	7,01	8,87	11,10	0,70	0,35	0,37	2,85	0,81
Nd	25,20	23,20	51,60	37,50	22,60	30,00	34,70	3,17	1,39	1,58	11,30	3,94
Sm	4,52	4,20	7,99	6,24	4,04	5,65	6,41	0,86	0,35	0,43	2,70	1,21
Eu	0,59	0,54	1,05	0,97	0,54	0,55	0,92	0,16	0,10	0,16	0,64	0,14
Gd	1,53	1,71	4,56	3,82	3,11	3,75	4,17	0,69	0,39	0,34	2,16	1,18
Tb	0,24	0,23	0,51	0,50	0,42	0,46	0,54	0,13	0,12	0,08	0,39	0,20
Dy	1,24	1,13	2,26	2,34	2,02	2,04	2,48	0,83	1,08	0,73	2,36	1,15
Ho	0,19	0,17	0,42	0,41	0,36	0,33	0,42	0,17	0,29	0,20	0,46	0,21
Er	0,40	0,38	1,23	1,11	1,01	0,85	1,16	0,50	1,08	0,80	1,29	0,57
Tm	0,05	0,05	0,18	0,15	0,15	0,11	0,16	0,07	0,21	0,16	0,18	0,08
Yb	0,27	0,27	1,20	0,93	0,95	0,67	1,03	0,46	1,93	1,41	1,07	0,47
Lu	0,03	0,03	0,19	0,13	0,12	0,09	0,16	0,06	0,36	0,23	0,15	0,06
Total	169,17	149,67	425,89	290,60	164,33	203,87	253,04	16,14	12,99	12,19	64,05	20,87

Tabela 8.2 – Composição química em terras raras (ppm) dos diatexitos claros – 1 e dos diatexitos claros – 2 (leucossomas) (continuação).

	DIATEXITOS CLAROS - 1						DIATEXITOS CLAROS – 2 (LEUCOSSOMAS)			
	MI-83B	MI-69B1	MI-69B2	MI-185B1	MI-185Bcont1	MI-110A	MI-140E	MI-140	MI-105C	MI-86B
La	12,90	14,10	20,10	65,50	63,70	10,00	9,54	14,10	24,10	7,80
Ce	28,50	30,90	46,30	132,00	128,00	22,00	15,60	27,80	47,30	16,00
Pr	3,31	3,48	4,92	13,90	13,40	2,47	1,56	3,16	5,03	1,75
Nd	13,70	12,90	20,10	44,30	43,20	10,20	5,44	11,00	17,70	6,12
Sm	3,03	2,79	4,65	7,86	7,56	2,11	1,13	2,12	3,17	1,46
Eu	0,48	0,40	0,72	0,82	0,75	0,28	1,19	1,02	1,06	0,56
Gd	2,32	1,91	3,44	5,41	4,98	1,73	1,14	1,76	1,73	1,11
Tb	0,35	0,28	0,48	0,76	0,69	0,28	0,18	0,22	0,32	0,18
Dy	1,71	1,48	2,30	4,00	3,59	1,37	1,07	1,02	1,97	0,90
Ho	0,27	0,26	0,41	0,70	0,60	0,20	0,21	0,17	0,39	0,12
Er	0,63	0,74	1,11	1,91	1,65	0,51	0,63	0,45	1,11	0,28
Tm	0,08	0,11	0,16	0,28	0,25	0,07	0,10	< 0.005	0,16	< 0.005
Yb	0,48	0,74	0,94	1,72	1,49	0,42	0,64	0,38	1,05	0,26
Lu	0,07	0,11	0,13	0,23	0,20	0,06	0,09	0,04	0,16	0,03
Total	67,82	70,20	105,75	279,39	270,06	51,70	38,52	63,24	105,25	36,57

*Tabela 8.2 – Composição química em terras raras (ppm) dos diatexitos intermédios – 1 e dos diatexitos intermédios – 2 (leucossomas) (continuação).*

	DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 1						DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2				
	MI-69A	MI-69	MI-185A1	MI-148E	MI-86C	MI-86D	MI-60	MI-216C	MI-217B	MI-92	MI-93B
<b>La</b>	39,40	30,80	32,60	35,30	25,00	27,50	83,00	56,60	135,00	53,10	67,30
<b>Ce</b>	86,00	67,10	71,90	67,50	52,70	61,20	193,00	130,00	306,00	122,00	155,00
<b>Pr</b>	9,03	7,66	8,16	8,05	5,87	6,02	22,80	13,70	36,30	14,40	16,40
<b>Nd</b>	34,20	27,10	28,90	29,60	20,80	21,90	80,80	48,20	116,00	50,80	56,70
<b>Sm</b>	7,50	4,83	5,89	6,62	4,32	4,69	13,70	9,99	19,50	8,75	11,10
<b>Eu</b>	0,86	0,71	0,75	1,22	0,49	0,52	0,90	0,62	0,94	0,56	0,55
<b>Gd</b>	5,02	3,41	4,34	4,44	2,90	2,98	7,52	5,21	9,51	3,83	5,45
<b>Tb</b>	0,55	0,43	0,47	0,53	0,39	0,29	0,55	0,46	0,67	< 0,01	0,47
<b>Dy</b>	2,20	2,15	1,84	2,28	1,84	1,06	2,06	1,74	2,06	1,26	1,63
<b>Ho</b>	0,32	0,33	0,21	0,36	0,30	0,15	0,27	0,24	0,26	0,12	0,23
<b>Er</b>	0,76	0,70	0,46	0,94	0,80	0,39	0,66	0,56	0,55	0,31	0,56
<b>Tm</b>	0,10	0,08	0,05	0,14	0,12	0,05	0,08	0,07	0,07	0,05	0,07
<b>Yb</b>	0,53	0,41	0,30	0,88	0,77	0,32	0,45	0,36	0,36	0,33	0,36
<b>Lu</b>	0,07	0,03	0,04	0,10	0,10	0,04	0,04	0,05	0,04	< 0,002	0,04
<b>Total</b>	<b>186,53</b>	<b>145,74</b>	<b>155,91</b>	<b>157,95</b>	<b>116,39</b>	<b>127,11</b>	<b>405,83</b>	<b>267,79</b>	<b>627,26</b>	<b>255,51</b>	<b>315,85</b>

*Tabela 8.2 – Composição química em terras raras (ppm) dos diatexitos escuros – 1, dos diatexitos escuros – 2 e dos diatexitos escuros – 3 (continuação).*

	DIATEXITOS ESCUROS - 1					DIATEXITOS ESCUROS - 2				DIATEXITOS ESCUROS - 3		
	MI-105F	MI-105E	MI-88	MI-218	MI-188A	MI-83D	MI-148C	MI-185A2	MI-186B	MI-105A	MI-105B	MI-148G
<b>La</b>	32,00	33,10	34,20	34,80	39,80	37,60	71,20	41,10	42,90	36,60	52,00	86,20
<b>Ce</b>	61,90	64,20	65,10	72,60	96,10	76,70	172,00	87,00	86,40	84,20	92,90	201,00
<b>Pr</b>	6,24	6,29	7,01	7,70	8,17	8,34	22,00	8,78	8,59	8,33	12,30	18,10
<b>Nd</b>	23,40	22,70	24,40	30,40	27,20	28,90	80,80	34,20	30,60	29,50	43,30	67,00
<b>Sm</b>	5,12	4,85	4,42	7,10	5,48	5,03	12,20	7,61	6,58	5,42	7,62	14,60
<b>Eu</b>	0,80	0,30	0,78	0,99	1,05	0,66	1,40	0,92	1,12	0,94	1,70	3,52
<b>Gd</b>	4,20	3,73	3,87	5,86	4,65	2,65	6,31	6,26	5,99	2,63	5,44	9,66
<b>Tb</b>	0,53	0,54	0,64	0,80	0,73	0,43	0,97	0,98	0,81	0,45	0,78	1,09
<b>Dy</b>	2,37	2,75	3,98	4,03	4,15	2,65	5,27	5,43	4,00	2,81	4,12	4,58
<b>Ho</b>	0,39	0,49	0,78	0,71	0,83	0,58	1,04	1,02	0,73	0,58	0,75	0,64
<b>Er</b>	1,01	1,34	2,32	1,90	2,49	1,84	3,13	2,84	1,98	1,71	1,92	1,36
<b>Tm</b>	0,14	0,19	0,35	0,26	0,38	0,28	0,45	0,41	0,26	0,25	0,25	0,16
<b>Yb</b>	0,83	1,18	2,20	1,51	2,53	1,93	2,67	2,48	1,55	1,65	1,50	0,93
<b>Lu</b>	0,12	0,17	0,32	0,23	0,40	0,30	0,31	0,33	0,20	0,25	0,20	0,11
<b>Total</b>	<b>139,05</b>	<b>141,83</b>	<b>150,37</b>	<b>168,88</b>	<b>193,96</b>	<b>167,89</b>	<b>379,75</b>	<b>199,36</b>	<b>191,71</b>	<b>175,32</b>	<b>224,78</b>	<b>408,95</b>

Tabela 8.2 – Composição química em terras raras (ppm) dos metatexitos (continuação).

	METATEXITOS			
	MI-140A	MI-140D	MI-140F	MI-140B
<b>La</b>	23,50	43,40	52,40	41,30
<b>Ce</b>	46,60	83,60	98,40	85,50
<b>Pr</b>	5,32	9,12	9,94	8,84
<b>Nd</b>	18,90	31,30	34,20	31,20
<b>Sm</b>	3,50	6,48	7,15	6,34
<b>Eu</b>	1,12	1,52	1,36	0,76
<b>Gd</b>	3,66	5,20	5,99	5,17
<b>Tb</b>	0,56	0,73	0,85	0,70
<b>Dy</b>	3,13	3,67	4,45	3,77
<b>Ho</b>	0,66	0,65	0,84	0,70
<b>Er</b>	2,01	1,77	2,40	1,86
<b>Tm</b>	0,31	0,25	0,35	0,25
<b>Yb</b>	2,00	1,58	2,26	1,41
<b>Lu</b>	0,30	0,25	0,33	0,20
<b>Total</b>	<b>111,57</b>	<b>189,52</b>	<b>220,92</b>	<b>188,00</b>

Tabela 8.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras do granito Banabuiú e pegmatitos.

	GRANITO BANABUIÚ							PEGMATITOS			
	MI 01	MI 184	MI 93A	MI 206	MI 212	MI 214	MI 105 G	MI 217 A	MI 216 A	MI 216 B	MI 105 D
<b>Quartzo</b>	33,91	35,11	32,85	34,67	31,50	35,89	30,98	24,13	27,32	27,34	27,55
<b>Plagioclase</b>	31,32	29,61	42,40	35,99	36,02	23,62	38,17	33,00	27,25	35,47	22,67
<b>Ortoclase</b>	32,14	32,36	20,11	26,00	29,83	37,04	24,34	41,53	42,71	35,36	46,83
<b>Corundo</b>	0,96	1,26	1,31	1,23	0,85	1,48	1,55	0,75	1,66	0,89	1,16
<b>Diopsídio</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Hiperstena</b>	1,07	1,04	2,19	1,34	1,15	1,13	3,21	0,16	0,60	0,52	0,79
<b>Ilmenite</b>	0,13	0,13	0,29	0,22	0,13	0,15	0,38	0,02	0,02	0,01	0,08
<b>Magnetite</b>	0,32	0,29	0,56	0,41	0,31	0,32	0,68	0,04	0,15	0,12	0,20
<b>Apatite</b>	0,15	0,19	0,29	0,14	0,21	0,38	0,70	0,36	0,29	0,29	0,73
<b>Calcite</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>99,99</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,01</b>	<b>100,01</b>	<b>99,99</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,01</b>

Tabela 8.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras de diatexitos claros – 1 e diatexitos claros – 2 (leucossomas) (continuação).

	DIATEXITOS CLAROS – 1								D. CLAR. - 2	
	MI 216 D	MI 69 B1	MI 69 B2	MI 83 B	MI 185 B2	MI 185 B1	MI 185 Bcont1	MI 110A	MI 140 E	MI 140 C
Quartzo	31,44	37,06	35,05	36,94	34,08	33,68	34,83	32,75	46,39	52,48
Plagioclase	23,22	18,20	18,24	21,46	34,31	34,86	34,30	36,97	35,58	30,85
Ortoclase	40,85	39,47	41,84	36,00	27,84	29,21	28,56	26,87	12,75	11,54
Corundo	2,22	2,59	2,34	3,02	1,20	0,44	0,54	1,68	3,97	2,83
Diopsídio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hiperstena	0,97	2,13	1,25	1,39	1,75	1,19	1,17	0,84	0,96	1,65
Ilmenite	0,03	0,16	0,17	0,19	0,22	0,17	0,17	0,06	0,03	0,17
Magnetite	0,24	0,00	0,28	0,31	0,42	0,28	0,28	0,24	0,25	0,31
Apatite	1,04	0,39	0,83	0,68	0,17	0,17	0,15	0,58	0,06	0,16
Calcite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,01	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99

Tabela 8.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras de diatexitos claros – 2 (leucossomas) e diatexitos intermédios – 1 (continuação).

	DIAT. CLAROS- 2		DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 1					
	MI 105 C	MI 86 B	MI 69	MI 69 A	MI 148 E	MI 185 A1	MI 86 C	MI 86 D
Quartzo	37,43	36,08	35,12	32,65	38,53	33,75	34,78	37,40
Plagioclase	47,70	28,71	27,41	27,02	29,16	28,75	27,24	25,95
Ortoclase	9,68	31,04	31,96	34,52	27,23	32,44	33,11	31,24
Corundo	1,30	2,29	2,38	2,42	2,46	2,03	2,34	2,73
Diopsídio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hiperstena	2,59	1,04	1,88	2,32	1,78	2,00	1,48	1,61
Ilmenite	0,27	0,14	0,26	0,27	0,20	0,25	0,14	0,24
Magnetite	0,54	0,25	0,43	0,45	0,40	0,41	0,37	0,38
Apatite	0,49	0,46	0,56	0,35	0,23	0,37	0,54	0,45
Calcite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00

*Tabela 8.3 – Resultado do cálculo da norma C.I.P.W. para as amostras de diatexitos intermédios – 2 (continuação).*

	<b>DIATEXITOS INTERMÉDIOS - 2</b>				
	<b>MI 92</b>	<b>MI 93 B</b>	<b>MI 60</b>	<b>MI 216 C</b>	<b>MI 217B</b>
<b>Quartzo</b>	33,40	37,60	34,86	31,14	30,56
<b>Plagioclase</b>	27,95	20,42	35,33	33,31	28,48
<b>Ortoclase</b>	33,47	35,70	22,66	30,87	34,62
<b>Corundo</b>	2,25	2,95	3,20	1,88	2,21
<b>Diopsídio</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Hiperstena</b>	1,57	1,87	2,25	1,54	2,01
<b>Ilmenite</b>	0,31	0,36	0,42	0,30	0,67
<b>Magnetite</b>	0,43	0,52	0,56	0,41	0,54
<b>Apatite</b>	0,62	0,59	0,73	0,54	0,92
<b>Calcite</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,01</b>	<b>100,01</b>	<b>99,99</b>	<b>100,01</b>

## ***Anexo 9***





*Tabela 9.1 – Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd do granito Banabuiú, metatexito e diatexitos.*

<i>Amostras</i>	<i>ppm Sr</i>	<i>ppm Rb</i>	<i>87Rb/86Sr</i>	<i>Erro (2 <math>\sigma</math>)</i>	<i>87Sr/86Sr</i>	<i>Erro (2<math>\sigma</math>)</i>	<i>ppm Nd</i>	<i>ppm Sm</i>	<i>147Sm/144Nd</i>	<i>Erro (2<math>\sigma</math>)</i>	<i>143Nd/144Nd</i>	<i>Erro (2<math>\sigma</math>)</i>
Granito Banabuiú												
MI 93A	247,00	227,00	2,66	0,08	0,729933	0,000029	51,60	7,99	0,09	0,003	0,511058	0,000016
MI 214	112,00	268,00	6,97	0,20	0,779440	0,000034	30,00	5,65	0,11	0,003	0,511269	0,000017
MI 01	113,76	257,75	6,59	0,06	0,767471	0,000040	25,20	4,52	0,11	0,003	0,511282	0,000015
MI 184	109,89	265,89	7,04	0,07	0,771128	0,000043	23,20	4,20	0,11	0,003	0,511304	0,000016
Metatexito												
MI 140 A	172,45	87,80	1,48	0,01	0,744697	0,000042	18,90	3,50	0,11	0,003	0,511300	0,000015
Diatexitos Escuros												
MI 105E	18,80	713,66	118,67	1,17	1,529681	0,000064	22,70	4,85	0,13	0,004	0,511485	0,000011
MI 88	56,04	746,49	39,83	1,13	1,050846	0,000042	24,40	4,42	0,11	0,003	0,511375	0,000014
MI 188 A	49,00	325,00	19,43	0,55	0,838082	0,000037	27,20	5,48	0,12	0,003	0,511525	0,000017
MI 218	23,65	767,42	100,97	0,97	1,477698	0,000096	3,94	1,21	0,19	0,005	0,511708	0,000011
MI 105F	165,00	281,00	4,95	0,14	0,764658	0,000034	23,40	5,12	0,13	0,004	0,511545	0,000013
MI 83 D	22,61	376,37	50,69	1,43	1,242039	0,000062	28,90	5,03	0,11	0,003	0,511268	0,000011
MI 148C	86,00	217,00	7,37	0,21	0,802209	0,000032	80,80	12,20	0,09	0,003	0,511391	0,000019
MI 105B	340,00	174,00	1,49	0,04	0,745934	0,000031	43,30	7,62	0,11	0,003	0,511370	0,000017
MI 148G	119,00	187,00	4,60	0,13	0,822866	0,000025	67,00	14,60	0,13	0,004	0,511066	0,000011
Diatexitos Intermédios												
MI 69A	99,00	163,00	4,84	0,14	0,869303	0,000030	34,20	7,50	0,13	0,004	0,511458	0,000016
MI 148E	152,00	113,00	2,17	0,06	0,797771	0,000034	29,60	6,62	0,14	0,004	0,511413	0,000018
MI 217 B	137,00	378,00	8,05	0,23	0,790672	0,000033	116,00	19,50	0,10	0,003	0,511271	0,000018
MI 216 C	96,00	340,00	10,36	0,29	0,817780	0,000033	48,20	9,99	0,13	0,004	0,511189	0,000020
Diatexitos Claros												
MI 69B1	71,00	223,00	9,27	0,26	0,912274	0,000040	12,90	2,79	0,13	0,004	0,511480	0,000015
MI 140 C	199,98	46,08	0,67	0,01	0,742065	0,000045	11,00	2,12	0,12	0,003	0,511377	0,000011
MI 86 B	90,45	241,29	7,90	0,07	0,946067	0,000057	6,12	1,46	0,14	0,004	0,511777	0,000015
MI 140E	263,00	35,00	0,39	0,01	0,739058	0,000027	5,44	1,13	0,13	0,004	0,511620	0,000023
MI 105C	280,00	67,00	0,70	0,02	0,749509	0,000028	17,70	3,17	0,11	0,003	0,511440	0,000012

Tabela 9.1 – Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd dos pegmatitos e aplogranito (continuação).

Amostras	ppm Sr	ppm Rb	87Rb/86Sr	Erro (2 $\sigma$ )	87Sr/86Sr	Erro (2 $\sigma$ )	ppm Nd	ppm Sm	147Sm/144Nd	Erro (2 $\sigma$ )	143Nd/144Nd	Erro (2 $\sigma$ )
Pegmatitos												
MI 217 A	44,00	371,00	24,97	0,71	0,947101	0,000042	3,17	0,86	0,16	0,005	0,511621	0,000016
MI 216 A	28,47	398,44	41,82	0,40	1,042710	0,000069	ND	ND	ND	ND	ND	ND
MI 105 D	136,00	289,00	6,19	0,17	0,7710047	0,000030	11,30	2,70	0,14	0,004	0,511500	0,000014
Aplogranito												
MI 216 D	39,00	364,00	27,76	0,79	0,994152	0,000038	30,40	7,10	0,14	0,004	0,511513	0,000016

\* ND = Não determinado

Tabela 9.2 – Resultados de  $\epsilon Nd_t$ ,  $\epsilon Rb_t$ ,  $f_{Rb/Sr}$ ,  $f_{Sm/Nd}$  e  $T_{DM}$  para amostras do granito Banabuiú, pegmatitos, aplogranito e metatexito.

Amostras	87Rb/86Sr 600	143Nd/144 Nd600	87Rb/86Sr 550	143Nd/144Nd 550	87Rb/86Sr 520	143Nd/144Nd 520	E Sr 600	E Nd 600	E Sr 550	E Nd 550	E Sr 520	E Nd 520	f Rb/Sr	f Sm/Nd	$T_{DM}$
Granito Banabuiú															
MI 93A	0,70713	0,51069	0,70904	0,51072	0,71018	0,51069	47,31902	-22,96182	73,59179	-23,60857	89,34128	-24,96904	12,55	-0,87	2,43E-06
MI 214	0,71979	0,51082	0,72478	0,51086	0,72778	0,51082	227,12375	-20,39354	297,18361	-20,91073	339,18689	-22,40128	34,44	-0,84	2,59E-06
MI 01	0,71105	0,51086	0,71577	0,51089	0,71860	0,51086	103,05434	-19,71505	169,27662	-20,2671	208,97900	-21,72293	32,52	-0,85	2,45E-06
MI 184	0,71086	0,51087	0,7159	0,51091	0,71892	0,51087	100,27153	-19,37452	171,07326	-19,92015	213,52139	-21,38247	34,81	-0,84	2,44E-06
Pegmatitos															
MI 105 D	0,71807	0,51093	0,7225	0,51098	0,72516	0,51093	202,76081	-18,27344	264,83421	-18,59163	302,04899	-20,28160	30,45	-0,79	3,17E-06
MI 217 A	0,73347	0,51098	0,75135	0,51103	0,76206	0,51098	421,59702	-17,36916	674,65027	-17,56497	826,37262	-19,37751	125,93	-0,77	3,89E-06
MI 216 A	0,68489	ND	0,71483	ND	0,73278	ND	-268,70441	ND	155,78982	ND	410,30492	ND	211,60	ND	ND
Aplogranito															
MI 216 D	0,75662	0,51096	0,77649	0,511	0,78841	0,51096	750,48411	-17,71973	1031,92218	-18,06188	1200,66339	-19,72801	140,13	-80	3,00E-06
Metatexito															
MI 140 A	0,73205	0,51086	0,73311	0,5109	0,73374	0,51086	401,31681	-19,63771	415,49585	-20,1672	423,99407	-21,64560	6,52	-0,84	2,50E-06

\* ND = Não determinado

Tabela 9.2 – Resultados de  $\epsilon Nd_t$ ,  $\epsilon Rb_t$ ,  $f_{Rb/Sr}$ ,  $f_{Sm/Nd}$  e  $T_{DM}$  para amostras de diatexitos (continuação).

Amostras	87Rb/86Sr 600	143Nd/144Nd 600	87Rb/86Sr 550	143Nd/144Nd 550	87Rb/86Sr 520	143Nd/144Nd 520	E Sr 600	E Nd 600	E Sr 550	E Nd 550	E Sr 520	E Nd 520	f Rb/Sr	f Sm/Nd	$T_{DM}$
Diatexitos Escuros															
MI 105E	0,5143	0,51098	0,59924	0,51102	0,65018	0,51098	-2692,59828	-17,35209	-1486,33787	-17,77145	-763,09084	-19,36045	602,3	-0,82	2,66E-06
MI 88	0,71	0,51094	0,73852	0,51098	0,75562	0,51094	88,13428	-17,98483	492,41912	-18,53019	734,81698	-19,99306	201,51	-0,84	2,35E-06
MI 188 A	0,67179	0,51105	0,6857	0,51109	0,69404	0,51105	-454,85519	-16,00833	-257,99041	-16,47511	-139,95725	-18,01695	97,8	-0,83	2,41E-06
MI 105F	0,72226	0,51102	0,72581	0,51107	0,72794	0,51102	262,3012	-16,41707	311,84547	-16,81658	341,54802	-18,42561	24,19	-0,81	2,65E-06
MI 83 D	0,80833	0,51085	0,84462	0,51089	0,86637	0,51085	1485,2355	-19,75521	1999,78205	-20,32788	2308,29016	-21,76308	256,69	-0,85	2,40E-06
MI 148C	0,73917	0,51103	0,74444	0,51106	0,74760	0,51103	502,47181	-16,26908	576,53819	-16,93161	620,94362	-18,27765	36,46	-0,87	2,00E-06
MI 105B	0,73322	0,51095	0,73428	0,51099	0,73492	0,51095	417,95065	-17,84054	432,20689	-18,40595	440,75139	-19,84879	6,56	-0,85	2,29E-06
MI 148G	0,78352	0,51055	0,78682	0,51059	0,78879	0,51055	1132,74725	-25,74356	1178,58921	-26,14537	1206,07165	-27,75023	22,37	-0,81	3,43E-06
Diatexitos Intermedios															
MI 69 A	0,8279	0,51094	0,83136	0,51098	0,83344	0,51094	1763,23435	-18,13587	1811,47722	-18,53325	1840,39899	-20,14407	23,6	-0,81	2,81E-06
MI 148E	0,7792	0,51088	0,78076	0,51093	0,78169	0,51088	1071,35784	-19,21326	1092,51302	-19,59363	1105,19378	-21,22124	10,03	-0,81	2,97E-06
MI 216 C	0,72916	0,5107	0,73657	0,51074	0,74102	0,51070	360,27185	-22,8301	464,75191	-23,27357	527,39280	-24,83735	51,66	-0,82	3,02E-06
MI 217 B	0,72181	0,51087	0,72757	0,5109	0,73103	0,51087	255,89748	-19,41061	336,897	-20,00638	385,45947	-21,41855	39,91	-0,86	2,32E-06
Diatexitos Claros															
MI 69B1	0,83296	0,51097	0,8396	0,51101	0,84358	0,51097	1835,18852	-17,56187	1928,4804	-17,97102	1984,41263	-19,57018	46,12	-0,81	2,72E-06
MI 140 C	0,73634	0,51092	0,73682	0,51096	0,73711	0,51092	462,33574	-18,47988	468,27633	-18,98027	471,83492	-20,48801	2,4	-0,83	2,50E-06
MI 86 B	0,87848	0,51121	0,88414	0,51126	0,88753	0,51121	2481,96681	-12,79863	2561,2663	-13,12196	2608,80878	-14,80790	39,16	-0,8	2,61E-06
MI 140E	0,73575	0,51113	0,73603	0,51117	0,73620	0,51113	453,98798	-14,44076	457,05435	-14,88350	458,88962	-16,44970	0,96	-0,82	2,35E-06
MI 105C	0,74356	0,51101	0,74406	0,51105	0,74436	0,51101	564,91609	-16,62547	571,11515	-17,17896	574,82869	-18,63397	2,53	-0,85	2,24E-06

*Tabela 9.3 – Dados isotópicos Rb-Sr obtidos de moscovites de pegmatitos.*

<b>Amostras</b>	<b>Minerais</b>	<b>ppm Sr</b>	<b>ppm Rb</b>	<b>87Rb/86Sr</b>	<b>Erro (2s)</b>	<b>87Sr/86Sr</b>	<b>Erro (2s)</b>
MI 105	Feldspato Potássico	57,19	618,44	32,08	0,30	0,965322	0,000050
MI 105	Granada	0,25	1,52	18,13	0,22	0,992023	0,000211
MI 105	Moscovite	2,96	592,45	1959,73	34,09	25,048399	0,001479
MI 187	Albite	5,55	85,67	46,61	0,44	1,156197	0,000066
MI 187	Feldspato Potássico	12,92	2700,28	1036,80	18,36	8,017049	0,000438
MI 187	Moscovite	5,58	2782,02	23733,62	415,05	158,621488	0,029495
MI 189	Albite	19,01	14,70	2,27	0,02	0,860776	0,000039
MI 189	Feldspato Potássico	33,47	5832,76	791,91	14,06	6,541651	0,000273
MI 189	Moscovite	11,97	5055,88	9093,98	158,09	66,574680	0,007502

*Tabela 9.4 – Dados isotópicos K-Ar obtidos de moscovites de pegmatitos.*

	<b>Material</b>			<b>erro de K</b>	<b>Ar40Rad</b>	<b>Ar40Atm</b>	<b>Tmax</b>	<b>Idade</b>	<b>Erro Max</b>
<b>Amostras</b>	<b>Analísado</b>	<b>Rocha</b>	<b>% de K</b>	<b>(%)</b>	<b>ccSTP/g (*10-6)</b>	<b>(%)</b>	<b>(Ma)</b>	<b>(Ma)</b>	<b>(Ma)</b>
MI 88	Moscovite	Pegmatito	7,3671	1,0000	172,37	7,47	532,8	519,8	13,0
MI 96	Moscovite	Pegmatito	8,1767	1,0000	193,57	7,09	537,2	525,1	12,0
MI 187	Moscovite	Pegmatito	7,5153	1,1519	179,74	6,00	542,7	529,8	12,9